Ivar Hessland

MARINE SCHALENABLAGERUNGEN NORD-BOHUSLÄNS

(Reprinted from Bull. of Geol. Instit. of Upsala, Vol. XXXI)

UPPSALA 1943

ALMQVIST & WIKSELLS BOKTRYCKERI A.-B.

MARINE SCHALENABLAGERUNGEN NORD-BOHUSLÄNS

INAUGURALDISSERTATION

WELCHE ZUR ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE MIT GENEHMIGUNG DER MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN SEKTION DER WEITBERÜHMTEN PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT ZU UPPSALA AM 27. MAI 1943 UM 10 UHR IM HÖRSAAL DES PALÄONTOLOGISCHEN INSTITUTES ÖFFENTLICH VERTEIDIGT WIRD

VON

IVAR HESSLAND

FIL. LIC., GBG.

ALMQVIST & WIKSELLS

BOKTRYCKERI AKTIEBOLAG

UPPSALA 1943

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Ivar Hessland

MARINE SCHALENABLAGERUNGEN NORD-BOHUSLÄNS

(Reprinted from Bull. of Geol. Instit. of Upsala, Vol. XXXI)

ALMQVIST & WIKSELLS
BOKTRYCKERI AKTIEBOLAG
UPPSALA 1943

HERAUSGEGEBEN MIT UNTERSTÜTZUNG VON KUNGL. OCH
HVITFELDTSKA STIPENDIEINRÄTTNINGEN UND
LÄNGMANSKA KULTURFONDEN.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Meinen Eltern

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548004_0005

Marine Schalenablagerungen Nord-Bohusläns.

Von

Ivar Hessland.

Inhalts-Übersicht.

Seite

Vorwort 3
Einleitung 6

I. ALLGEMEINER TEIL

A. *Untersuchungsgebiet. Verteilung der glazigenen Mineralkorndepots. — Material und Methodik* 15

B. *Morphogenese der schalenführenden Ablagerungen. Der marine Umlagerungsprozess.*

Einführung 37

Zur Wellen- und Strömungsdynamik

Meereswellen (Allgemeines) 39
Wellendynamik Nord-Bohusläns 43
Strömungen (Allgemeines) 44
Strömungen Bohusläns 47

Die Schalenanhäufungen 54

1. Submarine Ablagerungen 56

a. Progradationsablagerungen

α. Progradationsterrassen

Einführung 57
Erzeugung allogener Biosedimente 60
Sedimentdeponierung
Vertikale Standwirbelströmungen 70
Horizontale » 74
Erzeugung autogener Biosedimente 77
Progradationsterrassen in Bildung 79

β. Progradationskegel

Lage, Aufbau, Materialzufuhr 80
Kegelkomplexe 84
Progradationskegel in Bildung 90

γ. Deltas
Lage, Aufbau, Materialzufuhr 94
Strömungen im Sedimentationsgebiet 99
Oberflächengestaltung 103
Innere Strukturen 107
Deltas in Bildung 108

δ. Terrasse + Delta
Lage, Aufbau, Materialzufuhr 114
Terrasse + Delta in Bildung 118

b. Regradationsablagerungen 120

2. Strandablagerungen
Altstrände 127
Strandgyttjen 128

Über Schalenanreicherung durch Auswaschung schalenführender Weichböden 135

C. *Über die Bestimmung des Alters schalenführender Ablagerungen* 142

II. SPEZIELLER TEIL. LOKALBESCHREIBUNGEN IN AUSWAHL. . 153

III. ÜBERSICHT DER VERTRETUNG VON TIER- UND PFLANZENGRUPPEN IN DEN SCHALENABLAGERUNGEN
Foraminifera 260
Spongia 269
Cnidaria 269
Polychaeta 270
Cirripedia 271
Ostracoda 271
Crustacea decapoda 272
Mollusca 272
Bryozoa 281
Brachiopoda 282
Echinodermata 282
Vertebrata 283
Phanerogamae 286
Algae 286

Zur nacheiszeitlichen Hydrothermalentwicklung Nord-Bohusläns 286

IV. KRITISCHE BEMERKUNGEN ÜBER AUF SCHALENABLAGERUNGEN GEGRÜNDETE NIVEAUVERÄNDERUNGSTHEORIEN UND STRATIGRAPHISCH-CHRONOLOGISCHE SYSTEME. . . . 292

Zeichenerklärung 327
Summary 327
Literaturverzeichnis 331

Vorwort.

Die schalenführenden marinen Ablagerungen Bohusläns bilden ein klassisches Forschungsfeld. Seit mehr als zwei Jahrhunderten haben sowohl schwedische wie ausländische Forscher ihnen eine grosse Anzahl wichtiger naturwissenschaftlicher Resultate abgewonnen. Ihre Erforschung ist in zoologischer Hinsicht von Bedeutung gewesen, hat aber auch die Aufdeckung wichtiger Züge der quartärgeologischen Entwicklung des Nordens gefördert.

Anderseits hat man die schalenführenden Anhäufungen nicht nur in Bohuslän, sondern auch andernorts in Fennoskandien zum Ausgangspunkt umfassender Theorien und Konstruktionen genommen, die nicht in jeder Hinsicht fest gegründet sind. Das beruht zu einem sehr grossen Teile darauf, dass man die Beweiskraft des Materiales in gewissen Beziehungen überschätzte, was vor allem mit unzureichender Kenntnis der Entstehungsweise der Ablagerungen zusammenhängt, aber in gewissen Fällen auch damit, dass biologische Tatsachen nicht gebührend beachtet wurden.

Es scheint mir von grösster Bedeutung zu sein, dass der Umfang und der Grad der Beweiskraft der schalenführenden marinen Ablagerungen in biologischer und geologischer Hinsicht gründlicher und vollständiger, als bisher der Fall war, geprüft wird. Das gilt vor allem für die Fälle, wo schalenführende Ablagerungen teils solchen Versuchen zu Grunde gelegt wurden, die quartären Niveauveränderungen darzulegen, teils solchen, faunistisch gekennzeichnete Niveaus oder Etagen zu unterscheiden, um stratigraphisch-chronologische Systeme aufzubauen.

Meine Untersuchungen schalenführender Ablagerungen Nord Bohusläns zielten vor allem auf die Erklärung ihrer Entstehungsweise. Vorliegende Darlegung der Untersuchungsergebnisse dürfte daher zugleich zur Prüfung der Beweiskraft der Schalenablagerungen in den eben erwähnten Hinsichten beitragen können.

Die Felduntersuchungen wurden in den Jahren 1937—1942 ausgeführt. Der Otterborgs- und der Linnéfond sowie Kgl. och Hvitfeldtska Stipendieinrättningen hatten mir Reisebeiträge gewährt. Kgl. och Hvitfeldska Stipendieinrättningen hat daneben Mittel zur Drucklegung bewilligt.

Die Laboratorium-Arbeiten wurden im Paläontologischen und im Geologischen Institut in Uppsala durchgeführt.

Das eingesammelte Material wurde vollständig dem Paläontologischen Institute in Uppsala überwiesen.

Da ich hier nun die Ergebnisse meiner Untersuchungen vorlege, ist es mir eine angenehme Pflicht, denen zu danken, die meine Arbeit gefördert und erleichtert haben.

Vor allem richtet sich dieser Dank an meinen Lehrer, Herrn Prof. em. Fil. Dr. SVEN EKMAN, der mein Interesse für marine Zoologie gestärkt und meine Kentnisse in diesem Fache vermehrt hat; er hat mir auch grosszügigerweise das Untersuchungsboot »Akka» zur Verfügung gestellt. Ich danke auch den Herrn Professoren Fil. Dr. H. G. BACKLUND und Fil. Dr. G. SÄVE-SÖDERBERGH, die meine Laboratorium-Arbeiten in jeder Weise erleichtert haben. Ich danke diesen beiden Herren auch für das ausserordentliche Wohlwollen, das sie mir stets erwiesen haben, sowie für ihr Interesse an meinen Untersuchungen. Herrn Prof. BACKLUND spreche ich meinen besonderen Dank für das Anerbieten aus, die vorliegende Arbeit im Bulletin of the Geological Institution of Upsala erscheinen zu lassen.

Besonderen Anlass habe ich, meinem Freunde, Herrn Fil. Dr. N. ODHNER in Stockholm für die wertvollen Diskussionen zu danken, die mit ihm zu führen ich Gelegenheit hatte, sowie für alle Freundlichkeit und Aufmerksamkeit, die ich von ihm bei meinen Studienbesuchen im Riksmuseum erfuhr.

Ausserdem stehe ich in Dankbarkeitsschuld an Herrn Dozenten Fil. Dr. N. G. HÖRNER, teils für seinen Unterricht in Quartärgeologie, teils für die wertvollen Ratschläge, mit denen er meine Arbeit erleichtert hat.

Der Staatsgeologe, Herr Fil. Dr. R. SANDEGREN hat mir grosses Wohlwollen erwiesen, teils durch die Ausführung von Pollenanalysen, teils durch die Mitteilung von Daten, mit denen sich die Strandverschiebungskurven meines Untersuchungsgebietes konstruieren liessen; hierfür sage ich ihm vielen Dank.

Herrn Dr. phil. F. BROTZEN, der mir mit Rat und Tat bei der Behandlung meines Foraminiferen-Materiales beigestanden ist, bin ich grossen Dank schuldig.

Herr Fil. lic. R. HÄGG hat mich seine umfassende Sammlung mariner Fossilien von der ganzen schwedischen Westküste durchsehen lassen, was von grossem Werte für mich gewesen ist; ich danke Herrn Lic. HÄGG für sein grosses Entgegenkommen.

Für die Bestimmung gewisser Teile meines Materiales möchte ich Herrn Prof. em. Fil. Dr. C. WIMAN (für gewisse Vertebraten), Herrn Dozenten Fil. Dr. F. BORG (für eine Reihe von Bryozoen), Herrn Fil. Dr. H. ALANDER (für Spongien), Herrn Fil. Dr. O. ELOFSON (für gewisse Ostracoden), Herrn Fil. lic. M. WÆRN (für eine Alge) und Herrn Fil. Mag. H. FRIDÉN (für Skelett-teile von Vögeln) danken. Herr Rektor R. BERGENHAYN

hat die Güte gehabt, einige Bestimmungen von Chitonidenschalen zu kontrollieren.

Für wertvolle Hilfe zu wiederholten Gelegenheiten danke ich schliesslich meinem Freunde, Herrn Fil. lic. B. COLLINI.

Uppsala, Paläontologisches Institut, im April 1943.

Ivar Hessland.

Einleitung.

Als die bohuslänischen marinen Schalenablagerungen zum ersten Mal — soweit mir bekannt — in einer wissenschaftlichen Diskussion vorkamen, geschah das bei der Erörterung des Problemes der Niveauveränderung; SWEDENBORG führte sie nämlich als Beweis für eine Verschiebung zwischen Land und Ozean an (1719). Späterhin war das Studium schalenführender mariner Ablagerungen oft in grösserem oder kleinerem Grade mit der Absicht verbunden, dadurch den Verlauf der Niveauveränderungen feststellen zu können.

So lange es den Nachweis von Niveauveränderungen überhaupt galt, d. h. hauptsächlich während des 18. Jhs., waren die bohuslänischen »Schalenberge« ein stetig wiederholter Beweis dafür. Die Schalenablagerungen behielten jedoch ihren Platz in der Diskussion, auch nachdem sie in ein ganz anderes Stadium eingetreten war. Die früheren Versuche (am Ende des vorigen und zu Beginn unseres Jahrhunderts) einer quantitativen Analyse der Niveauveränderungen wurden sogar in grossem Umfange auf der Grundlage dieses Materials ausgeführt.

Durch die solcher Art vermutete Bedeutung der schalenführenden Anhäufungen als Registratoren der Niveauveränderungen flammte das Interesse für das Studium dieser Schichten stark auf. Seitdem sind in eben dieser Absicht umfassende Untersuchungen in verschiedenen Teilen Fennoskandiens ausgeführt worden. Dabei wurden wichtige Einblicke in das Tierleben und die hydrothermalen Verhältnisse älterer Meeresperioden erhalten. *Die Niveauveränderungen sind jedoch durch solche Forschungen ihrer Lösung nicht näher gekommen. Das Material an sich selbst ist nämlich nicht geeignet, diese Fragen zu beleuchten.*

Es gibt aber treffendere Anlässe, die Erforschung der Schalenablagerungen weiter zu führen. Ein solcher ist in erster Linie ein vertieftes Studium ihrer Morphogenese, was u. a. ein erweitertes Verständnis des sehr bedeutungsvollen marinen Umsedimentationsprozesses ermöglichen kann. Ein anderer Grund wäre, die subfossile Vertretung mariner Bionten und Biontengruppen weiter zu erforschen. Zwar haben ältere Bestandaufnahmen, auch in den Fällen, wo die Hauptabsicht eine andere war, bedeutungsvolle Zuschüsse zur Kenntnis der schalentragenden Organismen älterer Meeresperioden geliefert. Die Tatsache bleibt jedoch bestehen, dass unsere Kenntnisse der subfossilen Repräsentation einer Anzahl mariner Biontengruppen

recht unbefriedigend sind, z. B. betreffs der Foraminiferen und Ostracoden. Auch die kleineren Mollusken sind in vielen Fällen übersehen und vernachlässigt worden. Es ist ganz klar, dass sich, je vollständigere und vielseitigere biontische Daten zur Verfügung stehen, um so sichere Schlüsse über nacheiszeitliche Erscheinungen vieler Art, z. B. die Hydrothermalentwicklung, ziehen lassen.

Damit diese biontischen Daten ihre volle Bedeutung in der zuletzt erwähnten Hinsicht erhalten können, muss eine Bedingung erfüllt sein, der in älterer Zeit nicht genügt werden konnte. Diese Bedingung ist, dass jeder Fund auf möglichst genaue Weise datiert werden kann. Die beste, uns heute zu Gebote stehende Datierungsmethode ist die Pollenanalyse. Durch direkte Analysen oder aus der aus pollenanalytischen Daten abgeleiteten Strandverschiebungskurve der betreffenden Gegend muss das Alter der Ablagerungen angesetzt werden. Zu letzterem Zweck muss das Meeresniveau während der Anhäufung berechnet werden, was sich in weiter unten dargelegter Art ausführen lässt.

Gerade auf dem klimahistorischen Gebiet hat das Studium subfossiler Schalenfaunen wichtige und auch bestehende Ergebnisse gezeitigt. Die moderne waldgeschichtliche Forschung hat jedoch ein weit genaueres Bild der nacheiszeitlichen Klimaentwicklung Fennoskandiens geliefert, als das frühere Studium älterer Meeresfaunen geben konnte. Ich stelle mir dennoch vor, dass die subfossilen Meeresorganismen ihre Rolle in dieser Hinsicht nicht ganz ausgespielt haben. Wie weiter unten ausgeführt, kann die marine Hydrothermalentwicklung, wie sie in der Einwanderungsabfolge und -Intensität der in den Schalenablagerungen vertretenen Bionten zum Ausdruck kommt, zusammen mit dem an Hand der waldgeschichtlichen Forschung erhaltenen Bild der nacheiszeitlichen Aerothermalentwicklung zu einer Vervollständigung unserer Kenntnisse der quartären Klimaentwicklung zusammenwirken.

Im folgenden sei eine kurze Übersicht der früheren Untersuchungen schwedischer, vor allem bohuslänischer Schalenablagerungen gegeben; einiges über entsprechende Forschungen in einigen anderen Ländern sei auch erwähnt.

Linné war wahrscheinlich der erste, der eine geordnete faunistische Untersuchung einer bohuslänischen Schalenanhäufung ausführte. In seiner »Wästgöta-Resa« (1747, S. 197—201) beschrieb er einige in den Bänken bei Uddevalla angetroffene Arten und versuchte ausserdem zu »schliessen, von welcher Welt sie gekommen seien, oder ob das Meer wie auch das Land seine Bewohner verändert habe«. Die damaligen Kenntnisse der marinen Tierwelt waren jedoch allzu unzulänglich, um ihm eine richtige Antwort auf diese Frage zu gestatten. Es dauerte ungefähr hundert Jahre, bis diese Frage zu weiterer Behandlung auf-

genommen werden konnte, was in Zusammenhang mit der damals vermehrten Einsicht in die Ausbreitung der rezenten schalentragenden Meeresfaunen geschah.

Linné glaubte gefunden zu haben, dass die Meeresfauna sich nach dem Deponieren der Bänke von Uddevalla nicht verändert habe. Lyell hatte 1835 die gleiche Ansicht. Nachdem er die Uddevalla-Bänke studiert hatte, meinte er, dass »nearly all, perhaps every one, of the species belonged to the German Ocean«. Es dürfte doch schon früher einen oder den anderen gegeben haben, der geahnt hat, dass eine Veränderung der Fauna stattgefunden hat, z. B. Celsius (1743, S. 40). Erst 1839 konnte jedoch J. Smith feststellen, dass gewisse Formen schottischer Schichtenreihen rezent an der Küste Schottlands fehlen. 1846 konnte E. Forbes konstatieren, dass diese Formen arktisch waren. Sieben Jahre früher hatte S. Lovén gefunden, dass gewisse bohuslänische Schalenablagerungen glaziale Elemente enthielten.

Unzweifelhaft haben diese Beobachtungen dazu beigetragen, den Weg für die Vereisungstheorie zu ebnen. Unter den Forschern, die ungefähr zu gleicher Zeit die Ansicht aussprachen, dass Skandinavien einmal vereist gewesen sei, hat vor allem O. Torell die Bedeutung des Zeugnisses hervorgehoben, das die genannten glazialen Schalenanhäufungen hierzu liefern (1859, S. 112).

Das lebhafte Interesse für die bohuslänischen Schalenablagerungen zeitigte in den 1860-er Jahren eine Anzahl Beschreibungen von Schalenvorkommen der Provinz, vor allem von E. W. Olbers, C. J. A. Thudén and J. Gwyn Jeffreys. Während dieses Jahrzehntes erschien auch A. Erdmanns Sammelwerk »Sveriges qvartära bildningar«, in dem die Schalenablagerungen unter die übrigen quartären Bildungen eingeordnet sind.

In der ersten Hälfte der 1860-er Jahre erschien in Norwegen eine Reihe von Schriften über schalenführende Schichten, die trotz ihrer Unvollständigkeit bahnbrechend und für die weitere Forschung grundlegend waren; sie bilden die Grundlage für wichtige Teile nicht nur der norwegischen, sondern der nordischen Quartärgeologie überhaupt, weshalb sie mit Recht als klassisch betrachtet werden. Ich meine die damals erschienenen Berichte von M. Sars, dem kenntnisreichsten und erfahrensten Marinzoologen des damaligen Norwegen, über seine Untersuchungen norwegischer schalenführender Anhäufungen.

Bis dahin waren von Norwegen nur mehr oder weniger ausführliche Notizen über das Vorkommen von Schalenschichten publiziert worden. Die umfassendsten Mitteilungen lieferte B. M. Keilhau (1838).

In der Mitte des 19. Jhs. war jedoch die Zeit für eingehendere Untersuchungen der subfossilen Schalenfaunen reif geworden. Damals war nämlich die Kenntnis der Meerestierwelt so weit fortgeschritten, dass die subfossilen Faunen mit greifbaren Ergebnissen mit den rezenten marinen Biozönosen verglichen werden konnten.

Sars wollte die Entwicklung der marinen Schalenfauna von der Eiszeit an studieren, um herauszufinden, wie unsere jetzige entstanden ist. Seine Untersuchungen waren qualitativ, aber die Artenlisten sind Zeugnis seiner gross gefassten Absicht, die Schalenfaunen älterer Meeresperioden restlos erforschen zu wollen.[1] Seine vielseitigen und tiefgreifenden Kenntnisse vieler mariner Tiergruppen machten ihn hierzu besonders geeignet.

[1] Schon die erste seiner Arbeiten wurde mit lebhaftem Interesse sowohl in wie ausserhalb Norwegens aufgenommen. Das geht daraus hervor, dass sie schon ziemlich bald nach ihrem Erscheinen vollständig ins Deutsche und Englische und im Auszug ins Französische übersetzt wurde.

Die zentrale Stellung, die die Untersuchungen von Sars einnehmen, lässt es angebracht erscheinen, sie in aller Kürze zu beleuchten. Mit soziologisch-tiergeographischen Gesichtspunkten auf das Studium der Faunen älterer Meeresperioden betonte Sars, dass jene Arten oder Artengruppen, die in höherem Grade an besondere existenz-ökologische Bedingungen gebunden sind, sich entsprechend den Veränderungen der Umwelt umgruppiert und umgesiedelt haben. Beim Nachweis, wie die älteren, glazialen Faunen von den jüngeren, postglazialen, abgelöst wurden, zeigte er nicht nur den Wechsel der Artkonstellationen, sondern suchte ausserdem nachzuweisen, dass eine damit in Zusammenhang stehende Veränderung der Schalenformen ihren Grund ebensosehr in wechselnden existenz-ökologischen Bedingungen hat.

Die Artkonstellation habe sich insofern verändert, als die Häufigkeit der Eismeerformen abnahm, sowohl nach der Anzahl der Arten wie der der Individuen, während gleichzeitig neue Elemente mit borealen und sogar lusitanischen Hauptverbreitungsgebieten in der Fauna erschienen seien, und zwar in einem solchen Umfange, dass die Anzahl von Arten der Schalenfauna von spätglazialer über postglaziale bis in rezente Zeit stetig gestiegen sei. Dabei habe sich die Veränderung der Schalen u. a. in abnehmender Grösse und Dicke bei jenen glazialen Formen geäussert, die die Kraft hatten, sich an veränderte Verhältnisse anzupassen. In gewissen Fällen sei die Veränderung so umfassend gewesen, dass neue Varietäten und sogar neue Arten entstanden seien. Durch eine solche Substitution soll z. B. die glaziale Form *Buccinum grönlandicum* sich in *Buccinum undatum* verwandelt haben (1865, S. 122).

Auf die eben angedeutete Weise sei die jetzige schalentragende Fauna des Nordens entstanden, wobei Sars besonders betont, dass ein ungebrochener genealogischer Zusammenhang zwischen den Schalenbiozönosen der Gegenwart und den entsprechenden glazialen und postglazialen Tiergemeinschaften bestehe. — Auch wenn Sars' Darlegungen nicht einwandfrei sind und auch wenn spätere Forschungen viele neue Beobachtungen und Tatsachen zur Entwicklungsgeschichte der schalentragenden marinen Fauna des Nordens an den Tag gebracht haben, so gelten sie doch auch heute noch in ihren Hauptzügen.

Die Arbeiten von Sars haben eine ausserordentliche Bedeutung nicht zum mindesten für die norwegische marine Quartärgeologie gehabt. Im späteren Teil des 19. Jhs. kamen doch in Norwegen nur kleinere Arbeiten auf diesem Gebiet heraus (von Crosskey und Robertson, A. Helland, K. O. Björlykke u. a.), aber 1900—1901 erschien W. C. Bröggers breit angelegtes, wohlbekanntes und klassisch gewordenes Werk über die Niveauveränderungen des Osloer Gebietes auf Grund der subfossilen Molluskenfauna, das sehr grosses Gewicht nicht zum mindesten dadurch bekam, dass es den Anstoss zu einem umfassenden Studium von Schalenablagerungen sowohl in Norwegen wie auch in Schweden gab.

Eine solche Arbeit wie die Bröggers war in einer besonderen Hinsicht höchst notwendig. In jahrzehntelangen Bemühungen hatte man nämlich in Norwegen ansehnliche, aber ungeordnete Sammlungen subfossiler mariner Organismen zusammengetragen. Brögger verstand die Notwendigkeit eines zusammenhängenden und übersichtlichen Berichtes über diese umfassenden Sammlungen, verbunden mit einer Zusammenstellung der zahlreichen Literaturangaben über die Fauna der schalenführenden Ablagerungen des Osloer Gebietes. Er verwirklichte diese Absichten in seinem Werke, das aber ausserdem noch eine grosse Menge neuer, durch Brögger selbst und seine Schüler gewonnener Daten enthält. Brögger entwirft ein sehr eingehendes Bild der subfossilen Molluskenfauna des Osloer Gebietes und ergänzt in dieser Hinsicht Sars auf eine ausserordentliche Weise.

Während dieser von den marinen Quartärablagerungen Norwegens 183 Arten anführt, nennt Brögger 294.

Das Hauptziel der Abhandlung ist jedoch verfehlt: nämlich das Studium der Niveauveränderungen des Osloer Gebietes und die Aufstellung eines stratigraphisch-chronologischen Systems der dortigen schalenführenden Ablagerungen (s. weiter S. 294 f.).

Wie erwähnt, erwachte, zum grossen Teil dank der Abhandlung Böggers, ein lebhaftes Interesse für die marinen Quartärablagerungen Norwegens, das in einer Reihe von Untersuchungen und Abhandlungen über Ablagerungsgebiete aller Teile des Landes zum Ausdruck kam. So wurde Südostnorwegen u. a. von J. Rekstad[1] und P. A. Öyen untersucht, Sörlandet von D. Danielsen, Jäderen von K. O. Björlykke, J. Holmboe und P. A. Öyen, das Bergener Gebiet von C. F. Kolderup, Möre von A. Nummedal und H. Kaldhol, das Trondheimer Gebiet von O. Nordgaard und P. A. Öyen, Nord-Tröndelag von J. Rekstad, Nordland von A. Hoel und J. Rekstad, Troms von O. T. Grönlie und J. Holmboe (Vesteraalen), sowie Finnmarken von J. Holmboe und V. Tanner. Dazu kommen eine Anzahl Berichte über kleinere Untersuchungen in verschiedenen Teilen des Landes (B. Dietrichsen, G. Holmsen, H. Rosendal, A. Samuelsen, W. Werenskjold u. a.).

Von den erwähnten Forschern dürfte Öyen einer der bekanntesten sein. Wie unten (S. 301 f.) näher besprochen, hat er die norwegischen Schalenablagerungen auf 9 Etagen oder Niveaus verteilt. Mit diesen Niveaus koordiniert Öyen nicht nur marine Schichtenfolgen, sowohl schalenführende wie nicht-schalenführende, sondern auch supramarine Schichtenreihen in Skandinavien wie auch auf den Britischen Inseln. Er setzt die Niveaus auch mit Eisvorstössen in den Alpen und mit archäologischen Perioden in Parallele (1916), wobei er von Blytts Annahme von abwechselnd feuchten und trockenen Perioden nach der Eiszeit ausgeht. In den Torfmooren sei dabei die bekannte Wechselschichtung von jeweils baumstumpfreichen und stumpflosen Schichten entstanden; die tuffreichen Schichten der Tuffablagerungen gehörten feuchten Perioden an (1919). In marinen Schichtenreihen bezeichne eine Tonschicht eine feuchte, eine Schalenbank eine trockene Periode. Während ersterer wäre nämlich dem Meere viel Schlamm zugeführt worden, während letzterer nur wenig. Weiterhin sei in der feuchten Periode das Wasser in gewissem Umfang süss geworden, so dass sich nur ein weniger reiches Tierleben als in einer Trockenzeit entwickeln konnte (1915, S. 361).

In nahezu der Hälfte seiner etwa 180 Veröffentlichungen hat Öyen die Gelegenheit wahrgenommen, unermüdlich für die Annahme seines Systems als der offiziellen Einteilung quartärer Ablagerungen zu propagieren. Das ist ihm in Norwegen auch in gewissem Grade gelungen, wo vor allem Nicht-Biologen (Helland, Hoel, Werenskjold u. a) sein System anerkannt zu haben und ihm zu folgen scheinen. In Schweden dagegen hat seine Einteilung keinen solchen Erfolg gehabt, aber sie dürfte doch in gewissem Umfang für Häggs Einteilung der bohuslänischen Schalenbänke (1924) vorbildlich gewesen sein. Der Finnländer Tanner schliesst sich in seiner grossen Arbeit 1930 vorbehaltlos an Öyens System an.

Ich werde später (S. 301 f.) Anlass zu einer näheren Prüfung der Voraussetzungen von Öyens System und seiner Anwendung nehmen. So viel lässt sich jedoch schon hier sagen, dass die Versuche einer Einordnung der schalenführen-

[1] Rekstad hat insgesamt etwa 30, Schalenablagerungen behandelnde kleinere Schriften geschrieben.

den marinen Formationen in regionale stratigraphisch-chronologische Systeme der eben genannten Art nur die weitere unvoreingenommene Erforschung dieses Zweiges der marinen Quartärgeologie verhindern. In der Heimat Brøggers und Oyens sind die Quartärgeologen m. E. schon zu weit auf diesem Wege fortgeschritten; wenn die Wissenschaft auf diesem Gebiet nicht in Dogmen und einer schematischen Auffassung mit geringer Tragkraft erstarren soll, so ist eine andere Einstellung zu den einschlägigen Problemen und das Aufsuchen neuer ergiebigerer Wege nötig.

Um nun wieder an unsere abgebrochene Darstellung der Erforschung der schwedischen Schalenablagerungen anzuknüpfen, so war das Interesse für diese Fragen nach den 1860-er Jahren in Schweden sehr gering, bis dann Brøggers oben erwähnte grosse Arbeit erschien.

R. Hägg machte um die Jahrhundertwende umfassende Reisen in Westschweden, um marine subfossile Schalen einzusammeln (vgl. S. 24). Von grosser Bedeutung war eine Untersuchung G. De Geers 1910. Schon in den 1880-er Jahren hatte dieser Forscher geglaubt, quartäre Niveauoszillationen im Gebiet der Ostsee feststellen zu können. Bei seinen Versuchen, die Niveauveränderungen an der Westküste zu bestimmen, richtete er seine Blicke auf die dortigen schalenführenden Ablagerungen, deren stratigraphische und faunistische Veränderungen er für eine Folge von Niveauoszillationen hielt. In seiner erwähnten Arbeit gibt De Geer die nach seiner Ansicht zu befolgenden Richtlinien für die Erforschung schalenführender Schichten an, um daraus den Verlauf der Niveauveränderungen zu erschliessen.

Unbestreitbar hat De Geer in dieser Programmschrift eine Reihe treffender Gesichtspunkte für die Schalenbankforschung ausgesprochen; vor allem war die Einführung einer sorgfältig begründeten Untersuchungsmethodik ein grosser Fortschritt (vgl. S. 35). Andererseits lässt sich feststellen, dass De Geer die Unterlagen der weitgespannten Theorien der Niveauveränderungen, die er auf seinen Schalenbankforschungen aufbaute, nicht genügend geprüft hatte (vgl. S. 312 f.).

Spätere Forscher sind der Untersuchungsmethodik De Geers gefolgt, vor allem E. Antevs in seinen umfassenden und bedeutungsvollen Analysen von Material aus bohuslänischen, hauptsächlich postglazialen Schalenbänken (1917 und 1928). Seine Absicht war dieselbe wie die De Geers — vgl. weiter unten S. 314 f.

G. Bodman, der 1917 im grossen und ganzen De Geers Untersuchungsmethode an einem Schalenvorkommen Nord-Hallands anwandte, legt den relativen Häufigkeitszahlen gewisser Arten so grosses Gewicht bei, dass er diese Zahlen sowie eine gewisse stratigraphische Übereinstimmung zur Stütze einer Parallelisierung dieser Bank mit der sog. Evenåsbank, die De Geer untersucht hat und für einen unzweideutigen Beweis postglazialer Transgression Mittel-Bohusläns hält (1910, S. 1172), heranziehen zu können glaubt.

T. Nilsson hat in einem Aufsatz (1927) nach neuerlicher Untersuchung der Evenåsbank die Beweiskraft dieser Ablagerung für diese behauptete Transgression mit sehr guten Gründen widerlegt. Dieser Aufsatz ist ein bemerkenswerter Versuch, der Entstehungsweise der Ablagerung näher zu kommen, wobei Nilsson, m. E. folgerichtig, nachweist, dass der in dieser Schichtenreihe zu beobachtende Faunen- und Sedimentwechsel die Folge einer durch ununterbrochene Regression veranlassten hydrologischen Umwandlung ist, der ein Gebiet wie das vorliegende ausgesetzt war.

N. Odhner hat (1918 und 1929) eine scharfe Kritik vor allem gegen die Gründe von Antevs' Darstellung der quartären Niveauveränderungen der West-

küste gerichtet. Besonders der erste Aufsatz (1918) bringt eine in mehreren Hinsichten bedeutungsvolle Abrechnung mit den auf das Studium von schalenführenden Schichtenfolgen gegründeten Niveauveränderungstheorien der Schule De Geers, der Odhner an diesem Punkte vorwirft, biologische und hydrographische Fakta nicht zureichend beachtet zu haben. Odhner hat besonders die Bedeutung von Strömungen für die Entstehung von Schalenablagerungen hervorgehoben. U. a. macht er auf die in Wirbelräumen erzeugten Zirkelströme aufmerksam, in denen Larven angereichert werden und ein sehr reiches Tierleben hervorrufen, wodurch autochthon[1] eine Schalenbank entstehe. Seine ebenso einfache wie geniale Deutung der Entstehung der riesigen Schalenbänke bei Uddevalla als eine Folge von Reaktionsströmen (1927 und 1930) hat sich als Erklärungsgrund der Entstehung gleichartiger Nekrozönosen an anderen Abschnitten der schwedischen Westküste anwendbar erwiesen (vgl. S. 320).

A. Cleve-Euler hat auf einer Anzahl von Schalenbänken der Westküste eine umfassende Niveauveränderungstheorie aufgebaut, die in Einklang mit ihrer 1923 zum ersten Male vorgelegten, später viel diskutierten Oszillationstheorie stehen soll. Nun stimmen aber m. E. weder biologische noch geologische Beobachtungen mit ihrer Anschauung von der Genesis der Schalenbänke überein. Sie meinte u. a., dass wenigstens die mächtigeren Bänke Transgression voraussetzen. Da nicht zum wenigsten die Entstehungsweise der Ablagerungen von fundamentalem Gewicht für ihre, auf das Material der Schalenbänke sich gründende Erörterung der Niveauveränderungen ist, können die solcherart gewonnenen Resultate Cleve-Eulers nicht die Bedeutung beanspruchen, die sie selbst ihnen beilegen wollte.

B. Asklund hat (1936) schalenführende Tone in Halland studiert. Seine Abhandlung bietet vieles von Interesse dar und wird daher weiter unten in dieser Arbeit Anlass einer Erörterung sein (s. S. 318 f.).

Die Mehrzahl der nun erwähnten Untersuchungen hat, wie oben betont, eine jeweils spezielle Absicht gehabt, gewöhnlich die Feststellung von Niveauveränderungen oder den Entwurf von stratigraphisch-chronologischen Systemen. Dagegen wurde seltener beabsichtigt, wirklich die Genesis dieser Anhäufungen zu ergründen zu suchen. Doch haben einige Forscher die Schalenbänke eben in dieser speziellen Hinsicht studiert. Unter ihnen seien in einem Zuge genannt B. Halden[2], R. Sandegren[3] und der Finnländer S. G. Segerstråle — sämt-

[1] Odhner hat sich in seinen späteren Schriften über Schalenbänke völlig von seiner früheren Auffassung über ihre Genesis abgewandt und betrachtet sie nun als allogene Bildungen.

[2] Halden hat seine Aufmerksamkeit vor allem den Schalenbänken der norrländischen Landschaften Hälsingland (1917) und Västerbotten (1921) gewidmet. Seine Beiträge zur Frage der Entstehungsweise der Schalenbänke sind kurz und summarisch; in der Regel teilt er keine eingehenden Beschreibungen von Schalenbänken mit. Es ist aber Haldens grosses Verdienst, die Bedeutung des allogenen Faktors für die Entstehung der Schalenbänke als erster völlig eingesehen zu haben (1917).

[3] Sandegren hat Schalenablagerungen in verschiedenen Teilen Schwedens untersucht — in den Regierungsbezirken Kalmar (N-Teil), Östergötland, Gästrikland und Bohuslän (S-Teil). Vor allem hat er den Schalenablagerungen des Göteborger Gebietes grosse Aufmerksamkeit geschenkt. — Seine Deutung der Entstehungsweise stimmt mit der Haldens im grossen und ganzen überein; er hat aber das Bild der Lage der Schalenbänke im Gelände ergänzt.

liche Geologen. Sie betonen, dass die Schalenbänke allogene Anreicherungsprodukte seien, die submarin und meist im Anschluss an höher liegende Geländepartien, auf denen einst die Tiere gelebt hätten, abgesetzt seien. SANDEGREN meint ausserdem, dass die Anreicherung in sehr grossem Umfang durch Auswaschung schalenhaltiger Tone geschehen sei (vgl. S. 135 f.).

Die Beobachtungen dieser Forscher über die Art des Vorkommens der Schalenbänke sowie die von ihnen gegebene Deutung ihrer Entstehung ist von grosser Bedeutung. Jedoch haben sie kaum zu allseitigen Erörterungen der Entstehung dieser Ablagerungen geführt, was schon früher von ANTEVS (1928, S. 498) betont worden ist und auch aus der folgenden Darstellung der Genesis schalenführender Anhäufungen hervorgehen dürfte.

Hier sei auch die Aufmerksamkeit auf die Untersuchungen des dänischen Zoologen A. C. JOHANSEN über die Anreicherung von Molluskenschalen im Meer gerichtet, die als eine allseitigere Erörterung des Vorkommens und der Entstehung schalenführender Schichten zu betrachten ist. JOHANSEN liess sich jedoch, von ausschliesslich faunistischen Gründen aus, zu falschen Schlüssen über die Entstehung der westschwedischen subfossilen Schalenbänke verleiten, die er als auf einem Strande aufgeworfene Ablagerungen betrachtet, was sie aber in der Regel nicht sind.

Von übrigen Forschern, die Schalenvorkommen Westschwedens studiert haben, seien genannt H. MUNTHE, I. WALLERIUS und V. NORDMANN. MUNTHE hat bei verschiedenen Gelegenheiten auch Schalenfundplätze von anderen Teilen des Landes beschrieben. WALLERIUS hat in einigen Aufsätzen über Schalenvorkommen in Süd-Bohuslän (Tjörn) ein paar interessante und m. E. wichtige Beiträge zum Verständnis teils des Transportverlaufes beim Entstehen einer Schalenbank (1924, S. 240) und teils der Entstehung einer Schichtenfolge unter fortschreitender Regression (1927) geliefert, von welch letzterer er früher angenommen hatte (1924), dass sie eine postglaziale Transgression anzeige. Der Däne NORDMANN hat 1906 ein paar bekannte bohuslänische Ablagerungen studiert.

In diesem Zusammenhang besteht kaum ein Anlass, näher auf die Untersuchungen schalenführender Ablagerungen im übrigen Fennoskandien und ausserhalb davon einzugehen. Was Dänemark betrifft, so sei doch an die grundlegenden Untersuchungen vor allem V. NORDMANNS (besonders über Mollusken) und V. MADSENS (besonders über Foraminiferen) erinnert. Von grosser Bedeutung sind auch J. PETERSENS und A. C. JOHANSENS Arbeiten. Während der jüngsten Jahre wurden auch schalenführende Ablagerungen studiert, z. B. von W. WOLFF 1936 und D. LAURSEN 1938.

In SEGERSTRÅLES, die Entstehung von Schalenbänken beleuchtender Arbeit (1927) werden ausführliche Angaben über die Forscher, die die schalenführenden Ablagerungen Finnlands studiert haben, mitgeteilt (S. 8—17 u. 34). Hinzugefügt seien V. TANNER, der ausser einer kleineren Untersuchung im eigentlichen Finnland (1931) Beschreibungen zahlreicher Fundplätze aus den finnischen Eismeergebieten (1907 und 1930) geliefert hat, und W. RAMSAY. Letzterer hat ausser den Schalenablagerungen in Eismeer-Finnland auch mehrere der schalenführenden Anhäufungen der übrigen europäischen Eismeerküste studiert (auf den Halbinseln Kola und Kanin).

Aus der arktischen Region liegen zahlreiche Beobachtungen subfossiler Schalenablagerungen vor. (Novaya Zemlya [vgl. O. T. GRÖNLIE 1924]; Franz-Josefs Land, Spitzbergen und Grönland [vgl. A. S. JENSEN—P. HARDER 1910]; Island

[vgl. G. Bárdarson 1910].) Während der letzten Jahre sind auch Beobachtungen an schalenführenden Schichten der arktischen Gebiete gemacht worden, u. a. von O. Kulling (Spitzbergen, 1936) und A. Noe-Nygaard (Grönland, 1932).

Hier sei auch an die Beobachtungen subfossiler Schalenablagerungen in den antarktischen und subantarktischen Gebieten erinnert (vgl. z. B. J. G. Andersson 1906 und R. Hägg 1910).

Die klassischen Untersuchungen der schalenführenden Ablagerungen Grossbritanniens sind in aller grösster Kürze berührt worden (S. 8). Neuere Beobachtungen auf diesem Gebiete muss ich ganz unerwähnt lassen, wie auch die Untersuchungen der schalenführenden quartären Anhäufungen Kanadas und der Vereinigten Staaten, betreffs welcher ich mich damit benügen muss, die schon früh beobachtete grosse faunistische Ähnlichkeit der subfossilen marinen Schalendeposita auf beiden Seiten des Atlantischen Ozeans zu betonen.

I. Allgemeiner Teil.

A. Untersuchungsgebiet. Verteilung der glazigenen Mineralkorndepots. — Material und Methodik.

Das Untersuchungsgebiet umfasst den Teil von Bohuslän, der zwischen der schwedisch-norwegischen Grenze und einer O–W-Linie etwa durch Fjällbacka liegt. Dies entspricht dem Anteil Bohusläns an den topographischen und geologischen Kartenblättern Strömstad (das geologische Blatt: S. G. U. Ser. Ac Nr. 1) und etwa dem nördlichsten Dreiviertel der entsprechenden Blätter Fjällbacka (das geologische Blatt: S. G. U. Ser. Ac Nr. 2).

Bohuslän kennzeichnet sich u. a. dadurch, dass die Landschaft zu etwa 30 % aus kahlem Felsgestein besteht (LJUNGNER 1938, S. 5). Der Felsenboden des Untersuchungsgebietes besteht im W aus Granit (sog. Bohusgranit) und im O aus Gneis oder Gneisgranit. Sowohl der Granit als der Gneis sind auf charakteristische Weise zerklüftet, wodurch die Landschaft eine typische Bruchtopographie erhält. Diese Bruchtopographie ist eine Hauptbedingung einerseits für die Entstehung gewisser glazigener Formationen und andererseits für die Verteilung der marinen Umlagerungssedimente. Den letzteren werden die marinen schalenführenden Schichtenreihen zur Seite gestellt; ihrer Entstehung nach sind, wie später ausführlicher gezeigt werden soll, solche Anhäufungen nämlich äqvivalent mit marinen minerogenen Umlagerungsprodukten. Transport und Anreicherung des Hauptteils dieser biogenen Sedimente findet auf die gleiche Weise statt wie bei dem minerogenen Umlagerungsprozess und zwar in Übereinstimmung mit der spaltentektonischen Ausgestaltung des Felsenbodens.

Wie vor allem LJUNGNER (1927) gezeigt hat und wie aus den später erwähnten Photokarten mit grosser Deutlichkeit hervorgeht, können in dem Granitgebiet drei besonders regelmässige spaltentektonische Systeme unterschieden werden: ein N–S-, ein NO–SW- und ein NW–SO-System. Die N–S-Spalten ziehen sich in den W-Teilen des nördlichsten Abschnitts des Untersuchungsgebietes nach NNW. Die Gruppe der NW–SO-Spalten umfasst auch NNW- und WNW-Spalten. Die kräftigeren Spalten teilen das Granitgebiet in Plateaus auf; die Oberfläche dieser Plateaus wird durch ein Netz schmälerer Spalten aufgerautet. — Innerhalb des Gneisgebietes verlaufen die Spalten vorwiegend von N nach S. Die übrigen für das Granitgebiet kennzeichnenden spaltentektonischen Systeme können auch im Gneisgebiet unterschieden werden; dort kommen aber ausserdem andere, unregelmässig verlaufende Spalten vor.

Fig. 1. Untersuchungsgebiet mit den untersuchten Ablagerungen. Verzeichnis und nähere Angaben S. 26–29.

Als Regel kann gelten, dass dieses Urgesteingebiet ziemlich gleichmässig vom Meer aus ungefär nach ONO ansteigt (LJUNGNER 1938, S. 9). Eine durch die höchsten Punkte der Plateaus gelegte Ebene senkt sich zum Meere hin, was aus LJUNGNERS Höhenprofilen durch Nord-Bohuslän hervorgeht (1930, Taf. IV).

Der allergrösste Teil des Gebietes liegt unter der höchsten Meeresgrenze. Nur in seinen östlichsten Teilen — längs der Grenze gegen Norwegen und die Landschaft Dalsland — sowie an einigen wenigen Stellen hauptsächlich gleich W der Bullaren-Seen finden sich kleinere Gebiete, die nicht vom spätglazialen Meer bedeckt waren.

Fig. 2. Felsplateaulandschaft. Blick nach O. Subglazial angereicherte Sedimente längs der Plateauseite. Talboden mit u. a. mariner Tongyttja.

Im allgemeinen betrachtet man gewiss den ebenerwähnten hohen Anteil an kahlem Felsgestein in Bohuslän — der in gewissen Gegenden bedeutend höher ist als der Durchschnitt der gesamten Provinz — als eine Folge der Abspülung des auf den Plateaus deponierten glazigenen Materiales durch die Meereswellen in die Täler hinab. Andererseits wurde auch geltend gemacht, dass die glazigenen Ablagerungen »bereits von Anfang an von geringer Mächtigkeit waren, denn auch oberhalb der höchsten Grenze, zu der das Vorzeitmeer reichte, finden sich bedeutende Landstrecken, wo das Gestein völlig frei zutage tritt und wo der Moränenkies nahezu fehlt oder nur durch zerstreutes Geröll und kleinere Kiesanhäufungen vertreten wird, so dass das Aussehen der Landschaft und auch das Kartenbild in dieser Hinsicht stark an das Küstengebiet erinnern« (De Geer 1902, S. 41).

De Geer hebt hervor, dass die Moränenablagerungen in Nord-Bohuslän überhaupt sehr spärlich vertreten sind und scheint zur Auffassung zu neigen, dass das dürftige Auftreten von glazigenen Ablagerungen auf den Plateaus eine Folge der geringen Abladungsfähigkeit des Landeises beim Rückzug durch dieses Gebiet war.

Da es von der grössten Bedeutung ist zu wissen, in welchem Ausmass und in welchen Lageverhältnissen glazigene Ablagerungen — die Mutterformationen der marinen Umlagerungssedimente und demnach auch der minerogenen Bestandteile der schalenführenden Ablagerungen — ursprünglich im Gebiet unter der höchsten Meeresgrenze vorkamen, soll im folgenden diese Frage besprochen werden.

Fig. 3. Hydrodynamisch angereicherte glazigene Grobsedimente längs des W-Abhanges eines Granitplateaus (Lokalität Nr. 85 Buar). Schnitt parallel der Anreicherungsrichtung. Unterhalb der eingezeichneten Linie primäre Struktur, oberhalb derselben Umlagerungssedimente (Proximalabschnitt einer Regradationsterrasse — vgl. Fig. 29: RT). — Sortiermaschine etwa 5 m hoch.

Ich kann nicht die Auffassung teilen, dass die Abladungsfähigkeit des Landeises in Nord-Bohuslän besonders gering gewesen sei. Es ist freilich wahr, dass die Verbreitung gewisser glazigener Ablagerungen hier weniger umfangreich ist als in mehreren anderen schwedischen Landschaften. Nach einer Angabe von LJUNGNER (1938, S. 11) soll jedoch mehr als ein Drittel der Landoberfläche zwischen ungefähr Grebbestad und der schwedisch-norwegischen Grenze aus Moränenmaterial und Sand bestehen. Vor allem in gewissen offeneren Geländeabschnitten sind auch Endmoränenrücken zu finden; es sind aber nur wenige typische Oser im Untersuchungsgebiet beobachtet worden. In dieser scharf zerklüfteten Landschaft ist doch die Masse der glazigenen Abladungsprodukte grösser als aus der durch die Karte gegebenen Darstellung der horizontellen Verbreitung hervorgeht. Infolge der regelmässigen orographischen Ausbildung des Felsenbodens hat nämlich eine Anreicherung von glazigenen Sedimenten zu Formationen von bedeutender Mächtigkeit, aber mit geringer horizontaler Ausdehnung stattgefunden. Die angereicherten Produkte schliessen an die W-Seite der Felsplateaus an. Die Anreicherung dürfte der Tätigkeit bedeutender hydrodynamischer Kräfte zwischen der Oberfläche der Plateaus und der Unterfläche des Landeises zuzuschreiben sein. Eine solche, mit grosser Kraft einherströmende Schmelzwassermasse muss einen grossen Teil der Sedimente, die sonst auf den Plateaus liegen geblieben wären, erfasst und mit sich gerissen haben. Es unterliegt keinem Zweifel, dass diese Kräfte haupt-

sächlich senkrecht zur Eisfront, d. h. etwa gegen WSW gerichtet waren, und dass sie ausserdem am W-Abhang der Plateaus zum Teil ausgelöst wurden.

Die NO–SW-Spalten auf den Plateaus haben dabei gute Verfrachtungsrinnen dargeboten. Davon zeugt ihre kräftige glazifluviale Abschleifung und die Anreicherung glazigener Sedimente vor ihrer SW-Mündung. Grosse Mengen glazigener Sedimente müssen daneben über die ebenen Oberflächen der Plateaus verfrachtet worden sein, was daraus hervorgeht, dass auch dort glaziale Erosionsformen besonders häufig sind. Darunter sind die zuerst von LJUNGNER (1923) erwähnten und später von ihm (1930) eingehend beschriebenen Sichelwannen von grösstem Interesse. Das sind zweigipfelige, flache Erosionsaushöhlungen, deren Symmetrieachse mit der Richtung der Glazialschrammen zusammenfällt und deren beide Schenkel immer der Eisfront zugewandt waren. Die Richtung der Symmetrieachse der Sichelwannen auf den Felsplateaus Nord-Bohusläns zeigt, dass die subglaziale Materialverfrachtung hauptsächlich gegen SW und WSW verlief.

Auf diese Weise entstand die Verteilung der gröberen glazigenen Sedimente, die sich als für die NW–SO und N–S-Täler typisch betrachten lässt, die aber bisher anscheinend nicht beachtet worden ist, nämlich dass sich bedeutend mächtigere glazigene Sedimentmassen dieser Art längs der O-Seiten dieser Täler finden als an ihren W-Seiten; an den O-Talseiten können sie nämlich in ziemlich beträchtlicher Höhe — nicht selten 10–20 m, gelegentlich noch höher — über der Talsohle zutage liegen. Andererseits wurde bei Wassersondierung festgestellt, dass sie wenigstens ebenso tief unter die Talsohle hinabreichen können; in gewissen Fällen ist zu vermuten, dass sie sich noch viel tiefer hinunter erstrecken. Die Masse dieser glazigenen Anhäufungen ist nach der obigen Erörterung über ihre Entstehungsweise nicht nur eine Funktion der Abladungskapazität des Landeises, sondern auch eine solche der Grösse des Anreicherungsplateaus und der Deponierungsmöglichkeiten an der Ablagerungsstelle. — Die Ablagerungen sind von einem Mantel von Abspülungsmaterial überdeckt, der in der Regel proximal sehr dünn, distal dagegen mächtiger ist. Diese Decksedimente stellen also autochthon entstandene Derivate des glazigenen Sedimentkörpers dar.

Längs der W-Seiten der Täler treten dagegen nur in Ausnahmefällen glazigene Schichten zutage. Sie sind meistens geringfügig und ausserdem in der Regel durch nicht-glaziale Schichtenserien von nicht selten bedeutender Mächtigkeit bedeckt. Diese Decksedimente sind keine autochthon entstandenen Derivate glazigener Schichten wie der obenerwähnte, an der Ablagerungsstelle entstandene, aus Abtragungsmaterial bestehende Mantel, der hauptsächlich die distalen Teile der mächtigen Sedimentkörper der O-Talseite einhüllt; statt dessen sind die Decksedimente von anderswo — gewöhnlich auf den östlichsten Teilen der Plateaus — gelegenen, glazigenen

Mutterformationen dorthintransportiert worden. — Die verhältnismässig geringfügigen Streifen glazigener Ablagerungen längs den W-Talseiten bildeten also nicht die Mutterformationen der gewöhnlich mächtigen Deckschichten. Diese allogenen Schichten, die bei einem Meeresniveau, das wenigstens ebenso hoch lag wie die das Material liefernde Plateaufläche, hinuntergespült wurden, haben vielmehr die Glazialablagerung vor Abtragung in der später eingetretenen Strandlage bewahrt.

Wahrscheinlich hat ein Anreicherungsprozess auch bei der Entstehung dieser unbedeutenderen Glazialablagerungen auf der W-Seite der Täler mitgewirkt; hierbei dürfen wir aber nicht mit einem dynamischen Prozess ähnlicher Art wie bei den mächtigeren Schichten der O-Seiten rechnen, sondern mit primärer Anreicherung durch Rutsch. Die auf den O-Abhängen der Plateaus abgeladenen glazigenen Sedimente müssen nämlich infolge ihrer Lage auf einer stark geneigten Fläche an den Fuss der Abhänge abgerutscht sein. Auf Grund des verhältnismässig geringen Umfangs dieser Flächen haben nur relativ geringe Mengen von glazigenen Sedimenten darauf abgeladen werden können, was also die geringe Masse an glazigenen Sedimenten längs der W-Seiten der Täler erklärt.

In der eben geführten Erörterung findet sich anscheinend ein Widerspruch. Einerseits wurde hervorgehoben, dass die subglazialen Schmelzwasserströme glazigenes Material von den Plateaus wegführten, und andererseits wurde geltend gemacht, dass aus glazigenen Sedimenten bestehende Depots auf den Plateaus die hauptsächlichen Mutterformationen der ebenerwähnten bedeutenden Mengen von Decksedimenten waren, die über den relativ unbedeutenden Glazialbildungen der W-Talseiten liegen. Dieser Widerspruch ist jedoch nur scheinbar.

Je nachdem die Eisfront während ihres Rückzugs nach NO allmählich immer grössere Teile eines Felsplateaus freigab, hörte dieses auf, im gleichen Ausmass wie vorher der Spielraum hydrodynamischer Kräfte zu sein. Auf seinem O-Abschnitt müssen sich also Möglichkeiten zur Deponierung von Glazialablagerungen vorgefunden haben. Diese Annahme wird durch die Tatsache gestützt, dass Überreste derartiger glazigener Schichten in Form von Geröllfeldern an vielen Stellen gerade auf den O-Teilen von Plateaus zu beobachten sind. Der ursprüngliche Charakter dieser Bildungen ist aber in den meisten Fällen schwer genauer anzugeben; nach Form und Erstreckungsrichtung zu schliessen dürften indessen die Geröllfelder am häufigsten Überreste von Endmoränen darstellen. Die ausserordentlich kräftigen, landwärts gerichteten Brandungen (S. 43 f.) haben jedoch gewöhnlich die glazigenen Ablagerungen auf den O-Teilen der Plateaus so völlig zerstört, dass nicht einmal das gröbste Residuum an ursprünglicher Stelle erhalten blieb. Das Material wurde herabgespült und als oberste Schicht der ebenerwähnten nicht-glazigenen Decksedimente über den glazigenen Basalschichten längs der W-Seite der N–S- und der NW–SO-Täler deponiert.

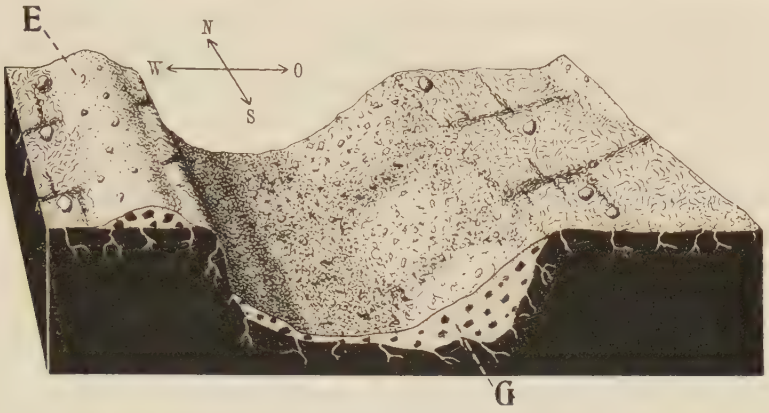


Fig. 4. Schema der Verteilung gröberer glazigener Ablastungsprodukte vor der Umlagerung. Auf der O-Seite des linken Plateaus eine Endmoräne (E), am W-Abhang des rechten Plateaus subglazial angereicherte Grobsedimente (G).

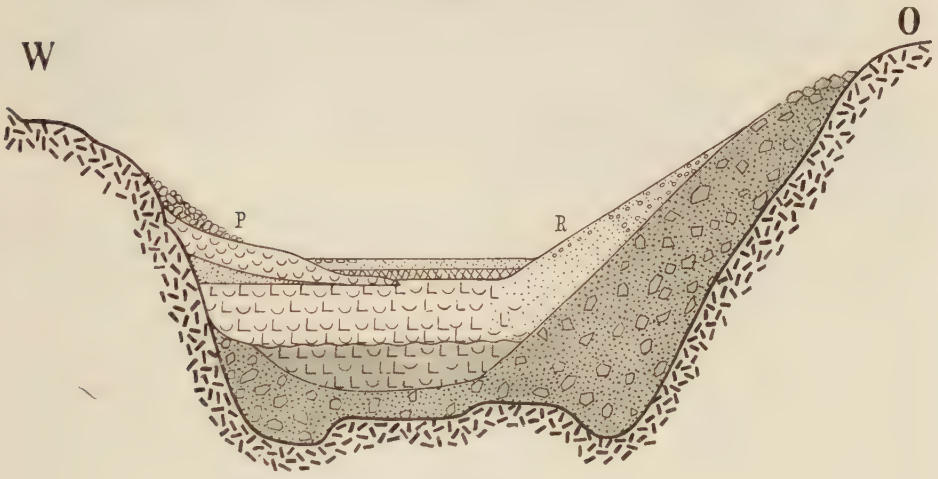


Fig. 5. Querschnitt eines N–S- oder eines NW–SO-Tals. Getönter Teil Glazialsedimente. P = Progradationssedimente, R = Regradationssedimente. Nähere Erläuterung im Text. Zeichenerklärung S. 327.

Die in offenem Gelände liegenden Glazialablagerungen (Moränenstreifen und Oser) bilden ebenfalls bedeutungsvolle Mutterformationen. Die von ihrem Rücken abgetragenen Partikel wurden entweder seewärts transportiert (durch die abwärts-rückwärts gerichteten Komponenten der grundbrechenden Seen), um am Fuss der Luvseite der Mutterformation angereichert zu werden, oder gerieten mit den horisontalen Vorwärtskomponenten landwärts, wo sie an der Leeseite angehäuft wurden (Fig. 10). — Eine ganz besondere Bedeutung kommt den Endmoränen zu, die schmälere NO–SW-Täler überqueren, da sie nicht nur minerogene Mutterformationen darstellen, sondern auch gleichzeitig eine wichtige topographische Voraussetzung für die Entstehung der in dieser Arbeit als Deltas bezeichneten Ablagerungen (S. 94) bilden.

— Es könnte naheliegen, sich die NO–SW-Täler als Transportrinnen glazigener Sedimente vorzustellen, gleicherart wie die NO–SW-Spalten der Plateaus. Ich besitze jedoch keine Beobachtungen über derartig zustandegekommene Ergebnisse hydrodynamischer Anreicherung. Überquerende Moränen scheinen am ehesten einer solchen Annahme zu widersprechen und statt dessen von einer normalen Marginalablagerung von Moränenmaterial ausserhalb des Eisrandes zu zeugen. Wenn tatsächlich keine hydrodynamisch bedingte Anreicherung von Glazialprodukten — wenigstens keine von demselben Umfange wie über den Felsplateaus — über den Böden der NO–SW-Täler stattgefunden hat, könnte das etwa folgenderweise erklärt werden. Das Eis war bei seinem Rückzug über dieses Gebiet so dünn, dass die über den Plateaus liegenden Teile desselben deshalb und infolge der Elastizität des Eises durch eine unter starkem hydrostatischem Druck stehende subglaziale Schmelzwasserschicht emporgebuchtet werden konnten. Die bedeutend mächtigeren Partien des Eises in den Tälern lagen dagegen infolge ihres sehr viel grösseren Gewichts so fest auf der Talsohle auf, dass eine Schmelzwasserschicht hier nicht zur Eisfront durchzudringen vermochte. Statt dessen wurde das Schmelzwasser gezwungen, vor allem entlang den Talseiten am oberen Rande der NO–SW-Täler und über die Plateaus hinweg, wo der Widerstand also geringer war, seinen Abfluss zu suchen (Fig. 6). Eine Voraussetzung für die Richtigkeit dieses Gedankengangs ist natürlich, dass das Eis nicht so dünn war, dass es in seiner Gesamtheit vom Meerwasser hätte hochgehoben werden können. Dass die Schmelzwasserschicht über die Plateaus hinabfloss, wurde bereits gezeigt. Glaziale Erosionsformen an den Seitenwänden der NO–SW-Täler zeugen indessen ebenfalls davon, dass die subglaziale Schmelzwasserschicht hier ihren Weg zur Eisfront hin genommen hat. In dem auf diese Weise zwischen der Talseite

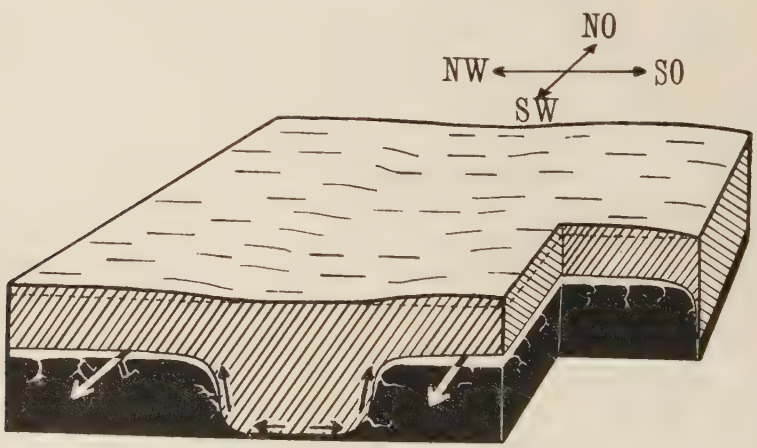


Fig. 6. Vermutete Druckverhältnisse in der subglazialen Schicht; nähere Erläuterung im Text. Eis schraffiert. Die Pfeile zeigen die Stromrichtung des Schmelzwassers.

und einer intraglazialen Wand gebildeten Tunnel sind glaziale Ablagerungsprodukte verfrachtet und vielleicht erst an der Mündung des Tunnels oder auch im Tunnel selbst abgelagert worden, so dass dieser schliesslich mit Sedimenten angefüllt war. — Die nicht selten in anderen schwedischen Landschaften vorkommenden, mächtigen glazifluvialen Anhäufungen längs des Abhangs von Urgestein-Plateaus deuten m. E. eben auf Ablagerung in einem Tunnel in der hier angedeuteten Weise.

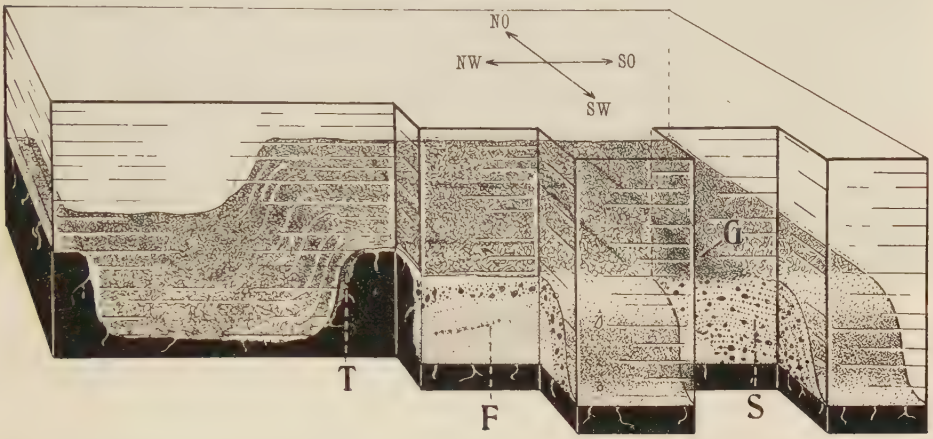


Fig. 7. Subglaziale Sedimentanreicherung, teils über ein Felsplateau — ein grosser Teil durch die NO-SW-Spalte G — (Anreicherungsprodukte: S), teils in einem Tunnel (T) zwischen der Plateauwand und dem Eis. Dadurch herangefrachtete Partikel — hauptsächlich gut sortierter glazifluvialer Kies — an der W-Ecke des Plateaus abgelagert (Anreicherungsprodukte: F). Vgl. untenstehenden Text sowie Fig. 102 (M).

Fig. 7 gibt ein schematisiertes Bild der Lage u. a. einer glazifluvialen Anhäufung im Verhältnis zur Topographie des Urgesteingrundes. Der glazifluviale Kies (F) wird zunächst von einer Linse überlagert, die hauptsächlich gut gerundete Rollsteine aufweist, deren Herbeitransport auf dieselbe Weise wie bei dem darunter liegenden Kies vor sich gegangen sein dürfte. Die Geröllinse wird indessen ihrerseits wieder von einer anderen granulometrisch und bezüglich der Partikelform sehr polymikten Masse überlagert. Diese Schicht, die südwärts längs des W-Abhanges des Plateaus beträchtlichen Umfang gewinnt, ist aber durch die subglaziale Schmelzwasserschicht des Plateaus angereichert worden.

Dieser vorläufigen Übersicht der Sedimentverteilung Nord-Bohusläns sei die Bemerkung hinzugefügt, dass sich im Anschluss an gewisse Endmoränen ziemlich umfangreiche Sandfelder, teilweise in der Art von Flugsandfeldern, ausgebildet haben. Das gilt vor allem für die sog. Tanum–Svarteborg–Uddevalla–Moräne, besonders bei ihrem Verschwinden im Meere bei Råssö ca. 10 km S von Strömstad. — Als ein allgemein kennzeichnender Zug, insbesondere der Täler des Küstenlandes, lässt sich hervorheben, dass vor allem ihre Mittelpartien aus marinem Ton, Tongyttja oder Gyttja bestehen; der postglaziale Blauschlick kann an Mächtigkeit ein Mehrfaches von 10 m erreichen. — Supramarine Alluvialbildungen können örtlich einen

Fig. 8. Bohusländisches N–S-Tal; Blick nach S. An der O-Seite subglazial angereicherte Grobsedimente (mit Nadelbäumen), an der W-Seite marine Umlagerungssedimente (mit Laubbäumen). — Bei × ein Progradationskegel (vergl. S. 80) mit Schalenbankfazies (Zufuhrspalte bei ××).

nicht unbedeutenden Umfang aufweisen, z. B. längs des Anråsälvs im Kirchspiel Tanum — ein Gebiet, das LJUNGNER (1938) ziemlich eingehend behandelt hat.

Schliesslich sei erwähnt, dass im O-Teil des Untersuchungsgebiets — besonders im Bezirk Bullaren — teilweise mächtige Schichten feiner Sedimente vorkommen, die SVEDMARK (1902, S. 45) als jüngere marine Glazialtone betrachtet. Die Entstehungsgeschichte dieser Sedimente ist jedoch nicht befriedigend klargelegt, weshalb ich bei meiner Feldarbeit die Aufmerksamkeit auf sie gerichtet hatte. Die hierbei erhaltenen Ergebnisse sind jedoch bei der Behandlung der schalenführenden marinen Ablagerungen Nord-Bohusläns nicht von direktem Interesse; näheres darüber soll in anderem Zusammenhang mitgeteilt werden.

Marine schalenführende Ablagerungen Nord-Bohusläns, vor allem sog. Schalenbänke, sind früher von HÄGG, DE GEER und ANTEVS untersucht worden. HÄGG hat während der ersten Jahren dieses Jahrhunderts dort beträchtliche Sammlungen von Makrofossilien (hauptsächlich Mollusken und Cirripeden) zusammengebracht, die dem Naturhistorischen Reichsmuseum zu Stockholm gehören. Von HÄGGS Hand liegt indessen nur eine unvollständige Veröffentlichung dieser Sammlung vor; spärliche Daten sind in einen Aufsatz 1924 (S. 474—479) eingeschaltet worden. ASKLUND hat aber ausserdem (1936) vereinzelte Art- und Lokalangaben aus dem Kataloge der Sammlung mitgeteilt. DE GEER sammelte bei der Kartierungsarbeit im Kartenblattgebiet Strömstad schalenführende Sedimente aus vielen Ablagerungen. Davon sind drei in seiner Arbeit 1910 erwähnt worden. ANTEVS hat gewisse Faunaelemente (hauptsächlich Mollusken und

Cirripeden > 1 mm) dieses Materials quantitativ untersucht; daneben hat er auch von ihm selbst eingesammelte ergänzende Proben analysiert (1928). Insgesamt hat er biogene Sedimente aus 59 Ablagerungen dieses Gebietes untersucht. Sie verteilen sich in Bezug auf die Höhe ü. d. M. folgenderweise:

0—10 m . . .	18	41—50 m . . .	4
11—20 » . . .	14	51—60 » . . .	3
21—30 » . . .	9	61—70 » . . .	1
31—40 » . . .	9	71—80 » . . .	1
			59

Schalenführende Ablagerungen sind aber bis zu 134 m ü. d. M. beobachtet worden; die Kenntnis der biogenen Inhalte dieser älteren Reihe von Ablagerungen war doch bisher recht mangelhaft. Es hat sich auch als ergiebig erwiesen, diese Ablagerungen einer näheren Untersuchung zu unterziehen; der Einwanderungszeitpunkt von etwa 65 % der gesamten Anzahl der beobachteten Arten fällt in diesen älteren Abschnitt. ANTEVS' Analysenprotokolle einer jüngeren Reihe von Ablagerungen sind daher für die Erörterung der Einwanderungszeitpunkt der Mollusken von beschränktem Wert (vgl. ODHNER 1929, S. 599).

Auskunft über das Vorkommen schalenführender Ablagerungen innerhalb des Untersuchungsgebietes wurde u. a. den geologischen Kartenblätter desselben und den dazugehörigen Beschreibungen entnommen. Auch die Bevölkerung hat gute Aufschlüsse über Schalenanhäufungen gegeben; sie weiss im allgemeinen über die Schalenablagerungen der Heimat gut Bescheid, weil diese ihres Kalkgehalts wegen zu verschiedenen Zwecken ausgebeutet werden. Durch solche Mitteilungen und durch eigene Funde sind 64 % von den in dieser Arbeit erwähnten schalenführenden Ablagerungen bekannt geworden.

Hier unten folgt ein Verzeichnis der von mir untersuchten Ablagerungen.

Das Verzeichnis beginnt mit den nördlichsten Ablagerungen; dann folgen der Reihe nach die immer weiter nach S gelegenen. Die Zahlen vor den Namen beziehen sich auf die Karte (Fig. 1), auf der die Ablagerungen eingetragen und mit den entsprechenden Ziffern bezeichnet sind. In mehreren Fällen liegen doch zwei oder mehr der untersuchten Lokalitäten so nahe beieinander, dass sie auf der Karte nicht je für sich markiert werden konnten. Doch ist jede untersuchte Ablagerung in dem unten stehenden Verzeichnis aufgeführt; die einander sehr nahe liegenden Fundplätze haben gemeinsame Nummer und Namen, sind aber von einander durch besondere Buchstabenzeichen getrennt. Die meisten in dieser Arbeit vorkommenden Namen der Fundplätze sind auf den geologischen und topographischen Karten zu finden; bei einigen sind aber die für die einheimische Bevölkerung geläufigen Namen gewählt worden.

Das Verzeichnis gibt die Lage der Fundplätze in Winkelgraden und km-Entfernungen von solchen Ausgangspunkten an, die ohne Schwierigkeit auf der Karte und in der Landschaft wiederzufinden sind.

Ein »L« nach dem Namen besagt, dass an der betr. Lokalität auch eine lakustrine Kalkablagerung beobachtet worden ist, ein »S«, dass die Lokalität submarin ist.

Das Lokalitätsverzeichnis enthält auch Hinweise auf die auf den geologischen Karten angegebenen Fundplätze (Ac 1 = Blatt Strömstad, Ac 2 = Blatt Fjällbacka). Ein Teil der untersuchten lakustrinen Kalkablagerungen ist schon bei der Reichsaufnahme der Torfböden beobachtet worden, was durch die Nummer des entsprechenden Kartenblattes angegeben wird (D 61 = Blatt Strömstad, D 51 = Blatt Fjällbacka) sowie mit der betr. Ziffer des Torfböden-Registers der

Sveriges geol. undersökning. Soweit die in dem Verzeichnis angeführten Schalenablagerungen früher untersucht worden sind, ist das vermerkt. Angaben über Untersuchungen Häggs ohne Literaturhinweise stammen aus dem Verzeichnis Häggs über das von ihm gesammelte und bestimmte, im Reichsmuseum aufbewahrte Material von seinen früher erwähnten Einsammlungsfahrten. Einige von diesen Daten finden sich in Asklunds Abhandlung 1936, S. 90—94 wieder. Bei zweifelhafter Identität meiner Fundplätze mit den auf den geologischen Karten eingezeichneten oder sonst früher erwähnten Lokalitäten habe ich die Hinweise in ( ) gesetzt.

Nr.			
1.	Sundsvik (A und B)	Kirche Hogdal: *N 24° W, 5,5 km*	
2.	Fjella	» » : *N 11° O, 5,4* »	(Ac 1. Antevs 1917 S. 282)
3.	Mörk	N-Spitze Bohusläns: *S 5° W, 3,4* »	
4.	» I	» » : *S 4° O, 3,7* »	Ac 1
5.	Lunnevik I (A und B)	Kirche Hogdal: *N 40° W, 4,7* »	A: Ac 1
6.	Lunneviken	» » : *N 48° W, 4,5* »	Hägg, De Geer 1910 S. 1179, Antevs 1917 S. 287 und 294
7.	Skärje	» » : *N 48° W, 4,3* »	Ac 1. Hägg 1924 S. 477, Antevs 1928 S. 602
8.	Skärjedalen	» » : *N 59° W, 4,5* »	Ac 1. Hägg 1924 S. 477, Antevs 1928 S. 601
9.	Röd	» » : *N 62° O, 4,9* »	(Olbers 1866 S. 18)
10.	Blötekas (A und B)	» Näsinge: *N 29° O, 5,2* »	Ac 1
11.	Kolbomon	» Hogdal : *N 35° W, 2,0* »	
12.	Askemyren	» » : *N 30° W, 1,7* »	Ac 1
13.	Finnpo	» Näsinge: *N 15° W, 3,8*	
14.	Vettemyr	» » : *N 9° W, 3,7* »	
15.	Släpardalen I	» » : *N 26° W, 3,4* »	
16.	» II	» » : *N 20° W, 3,5* »	
17.	Bredhult	» Hogdal : *W —, 4,7* »	Ac 1. Antevs 1928 S. 600
18.	Lövkas	» Näsinge: *N 18° W, 3,0* »	Ac 1. Olbers 1866 S. 21
19.	Dalarna	» » : *N 1° W, 2,9* »	Ac 1. Hägg 1924 S. 475
20.	Hallind	» Hogdal : *S 80° W, 4,2* »	Ac 1
21.	Kilarne	» » : *S 27° W, 3,6* »	Ac 1. Antevs 1917 S. 306
22.	Dynekilen	» » : *S 3° O, 3,6* »	Ac 1
23.	Hälle II	» » : *S 30° W, 4,2* »	Ac 1. (Hägg), Antevs 1917 S. 321 und 337
24.	» I	» » : *S 31° W, 4,6* »	Ac 1. Antevs 1917 S. 298
25.	N. Holt	» Strömstad: *N 2° O, 5,0* »	Ac 1. Antevs 1928 S. 535
26.	Medvik	» » : *N 10° W, 4,5* »	Ac 1. Antevs 1917 S. 292
27.	Färingön	» Näsinge: *S 45° W, 4,2* »	Ac 1
28.	Färingen	» » : *S 45° W, 4,5* »	
29.	Drumsetjärn	Idefjord, Innerster Teil: *N 74° W, 2,1 km*	Ac 1
30.	Flöghult I L	» , » » : *N 75° W, 4,1 km*	D 61 Nr. 13 S. 3
31.	» II	» , » » : *S 85° W, 3,8 km*	
32.	Norrkärr	Kirche Strömstad: *N 25° W, 2,5 km*	
33.	Ånneröd	» » : *N 15° W, 2,5* »	
34.	Grandalen	» » : *N —, 2,3* »	Ac 1. Antevs 1917 S. 323
35.	Smittmyren	» » : *N 20° O, 1,7* »	(Ac 1. Antevs 1917 S. 291)

Nr.			
36.	Lejonkällan	Strömstad: Strasse Surbrunnsgatan	Antevs 1917 S. 320
37.	Bojarkilen S	Kirche Strömstad: *N 20° W, 1,0 km*	
38.	Vintermyren	» » : *N 20° O, 1,0* »	Ac 1. Antevs 1917 S. 319
39.	Kebal	» » : *N 50° W, 1,2* »	
40.	Nötholmen	» » : *N 60° W, 0,9* »	Ac 1. De Geer 1910 S. 1179, Antevs 1928 S. 533
41.	Furuholmen	» » : *S 68° W, 1,3* »	Antevs 1928 S. 517
42.	Prästängen I	» » : *S 68° O, 1,2* »	Ac 1. Antevs 1917 S. 318
43.	» II	» » : *S 85° O, 1,8* »	
44.	Valbacken I	Grenzmark des N. Vammensees: *N 20° W, 6,1 km*	Ac 1. Hägg 1924 S. 475
45.	Karholmen	Kirche Strömstad: *S 45° W, 2,1* »	Ac 1. Antevs 1917 S. 332
46.	Valbacken II	Grenzmark des N. Vammensees: *N 18° W, 6,4 km*	Hägg 1924 S. 475
47.	Bräcka	Grenzmark des N. Vammensees: *N 16° W, 5,7 km*	
48.	Holkedalskilen	Kirche Strömstad: *S —, 1,2* »	Ac 1. Antevs 1917 S. 316
49.	Alemarken	Grenzmark des N. Vammensees: *N 14° W, 5,1 km*	Olbers 1866 S. 21, Hägg 1924 S. 474
50.	Tofterna (A und B)	Kirche Strömstad: *S 50° W, 3,1* »	Ac 1. A: De Geer 1910 S. 1182, Antevs 1928 S. 530
51.	Valö	» » : *S 20° W, 2,6* »	Antevs 1917 S. 289
52.	Trångkas I (A und B)	Grenzmark des N. Vammensees: *N 39° W, 4,0 km*	A: Ac 1
53.	Ekmondalen	Grenzmark des N. Vammensees: *N 50° W, 3,8 km*	Ac 1
54.	Summinge	Kirche Strömstad: *S —, 3,1 km*	Ac 1. Antevs 1917 S. 286
55.	Daftö I	» » : *S 1° W, 3,4* »	Antevs 1917 S. 320
56.	» II	» » : *S 13° O, 3,8* »	
57.	Stare	» Skee : *S 56° W, 5,1* »	Ac 1. Antevs 1917 S. 302
58.	Oxtorp	» » : *S 17° O, 3,7* »	Ac 1. Hägg 1924 S. 475, Antevs 1928 S. 602
59.	Lindsten	Grenzmark des N. Vammensees: *N 60° W, 4,2 km*	Ac 1
60.	Trångkas II	Grenzmark des N. Vammensees: *N 29° W, 3,5 km*	
61.	Nibben (A und B)	Kirche Skee : *S 26° O, 4,8* »	A: Ac 1. Hägg
62.	Gilltorp	» » : *25° O, 5,2* »	
63.	Gudebo	Grenzmark des N. Vammensees: *N 73° W, 4,4 km*	Ac 1. Hägg, Antevs 1928 S. 598
64.	Kampetorp (A, B und C)	Kirche Skee : *S 18° O, 5,3* »	Ac 1. (A: Hägg)
65.	Vammen	Grenzmark des N. Vammensees: *33° W, 1,8 km*	Ac 1
66.	Hedängen	Eisenbahnstation Överby: *N 14° W, 4,1 km*	Ac 1
67.	Nöddö	» » : *N 35° W, 4,0 km*	Ac 1. Hägg 1910 S. 472, Antevs 1917 S. 331
68.	Treje	» » : *N 50° O, 5,3 km*	Ac 1
69.	Torgonö	» » : *N 33° W, 3,3 km*	Ac 1
70.	Nyckleby	Kirche Strömstad: *S 2° O, 6,2 km*	Ac 1. Antevs 1917 S. 284
71.	Tågeröd	» Lur : *N 25° O, 2,6* »	
72.	Kitteröd	» » : *N 30° O, 2,3* »	Hägg

Nr.					
73.	Lursäng II	Kirche Lur		: *N 15° O, 1,8 km*	
74.	» I	»	»	: *N* —, *1,0* »	Ac 2. Hägg 1924 S. 475, Antevs 1928 S. 592
75.	Elofserödbäcken	»	»	: *N 70° O, 5,8* »	
76.	Elofseröd	»	»	: *N 74° O, 4,8* »	
77.	Hof Varebacka	»	»	: *N 84° O, 3,8* »	
78.	Varebacka II	»	»	: *O* —, *2,4* »	Olbers 1866 S. 21, Hägg 1924 S. 474
79.	» I	»	»	: *S 86° O, 2,9* »	
80.	Vassby	»	»	: *N 87° O, 4,7* »	Ac 2. Hägg
81.	Amdal	»	»	: *S 86° O, 7,1* »	Ac 2
82.	Ulvedalen	»	Naverstad	: *N 30° O, 9,5* »	Ac 2. Hägg
83.	Skälleröd	Eisenbahnstation	Kragenäs	: *N 60° O, 0,3 km*	Hägg, Antevs 1917 S. 317
84.	Torseröd (A, B, C und T)	»	»	: *S 45° W, 1,0 km*	A: Antevs 1928 S. 530
85.	Buar (A und B)	»	»	: *S* —, *1,3* bzw. *0,5 km*	
86.	Västbacken	»	»	: *S 65° W, 3,8 km*	
87.	Klätta II			: *S 30° W, 3,9 km*	
88.	» I	»	»	: *S 15° W, 3,9 km*	
89.	Orrmyren	Kirche	Naverstad	: *N 50° O, 3,6 km*	
90.	Kläppen	»	Naverstad	: *N 55° O, 3,8* »	
91.	Sannäs (A und B)	»	Tanum	: *N 53° W, 5,8* »	
92.	Knäm	»	»	: *N 32° W, 6,7* »	
93.	Tova (A und B)	»	»	: *N 20° W, 5,8* »	
94.	Gården	»	»	: *N 29° O, 7,1* »	
95.	Bramseröd I	»	»	: *N 29° O, 5,7* »	
96.	» II	»	»	: *N 35° O, 6,2* »	
97.	Klockaregården	»	»	: *N 30° W, 3,7* »	
98.	Kålstad L	»	»	: *N 45° O, 4,8* »	
99.	Liveröd	»	Mo	: *N 50° O, 4,0* »	
100.	Skärbo I (A und B)	»	Tanum	: *N 62° W, 4,0* »	A: Ac 2. Antevs 1928 S. 599
101.	Ulvesked I	»	»	: *N 38° O, 3,6* »	
102.	» II	»	»	: *N 38° O, 4,0* »	
103.	Skärbo II	»	»	: *N 62° W, 3,4* »	
104.	Tungene	»	Naverstad	: *S 58° W, 4,9* »	
105.	Edsvik (A, B und C)	»	Grebbestad	: *N 40° W, 1,9* »	
106.	Skalleröd	»	Tanum	: *N 87° O, 5,9* »	Hägg
107.	Halmstad	»	Mo	: *S 87° O, 4,3* »	Ac 2. Hägg
108.	Hästhagen	»	Tanum	: *S 83° O, 5,7* »	
109.	Krossekärr (A und B)	»	Grebbestad	: *S 37° W, 1,4* »	
110.	Grebbestad (A und B)	»	»	: *S 35° O, 1,5* »	(B: Hägg)
111.	Pinnö (A und B: S; C)	»	»	: *S 55° W, 3,2* »	
112.	Bodal	»	»	: *S 70° O, 2,3* »	
113.	Böstebo (A, B und C)	»	»	: *S 14° O, 2,0* »	
114.	Nockerevattnet	»	Mo	: *S 65° O, 5,2* »	(Ac 2)
115.	Ängevik	»	Grebbestad	: *S 18° W, 3,9* »	

Nr.				
116.	Håskär S.....	Kirche Grebbestad:	*S 31° W, 4,2 km*	
117.	Ertseröd (A und B)..	» »	*: S 37° O, 3,3* »	
118.	Morö S	» »	*: S 59° W, 6,9* »	
119.	Nästegård II.....	» »	*: S 45° O, 3,7* »	
120.	» I.....	» »	*: S 32° O, 3,5* »	
121.	Korndalen L.....	Eisenbahnstation Orrekläpp:	*S 72° O, 4,5* »	
122.	Dammarna	Kirche Grebbestad:	*S 10° W, 4,4*	
123.	Otterö	» »	*: S 12° W, 4,5* »	Ac 2. ANTEVS 1928 S. 531
124.	Klövskär S	» »	*: S 30° W, 5,1* »	
125.	Ejde (A und B)	» »	*: S 35° O, 4,5* »	
126.	Brattholmen (A und B)	» »	*: S 2° W, 5,2* »	
127.	Skogstorp (A, B und C)	» »	*: S 36° O, 7,7*	
128.	Klingseröd I L.....	Eisenbahnstation Rabbalshede:	*N 48° O, 3,3* »	D 51 Nr. 56
129.	Alnäs	Kirche Krokstad:	*S 55° W, 2,5* »	
130.	Askeröd L.....	Eisenbahnstation Rabbalshede:	*N 50° O, 2,9* »	
131.	Klingseröd II (A: L; B und C)	»	Rabbalshede: *N 33° O, 3,4* »	
132.	Mörhult	Kirche Fjällbacka:	*N —, 1,1* »	
133.	Fossane L.....	Eisenbahnstation Rabbalshede:	*N 15° O, 2,1* »	
134.	Persiljehagen.....	»	Rabbalshede: *N 55° O, 2,9* »	
135.	Flåvene	Kirche Krokstad:	*S 45° W, 4,7* »	
136.	Fjällbacka II (A und B)	» Fjällbacka:	*N —, 0,2* »	ANTEVS 1917 S. 285, 290 und 329
137.	Stuvängen (A: L und B)	Eisenbahnstation Rabbalshede:	*S 82° W, 3,2*	D 51 Nr. 49
138.	Hjelpedsten L.....	»	Rabbalshede: *S 72° W, 3,1* »	D 51 Nr. 48
139.	Branstaby L	»	Rabbalshede: *S 5° W, 2,0* »	Ac 2. D 51 Nr. 46 S. 9, HÄGG
140.	Änghagen (A und B).	»	Rabbalshede: *S 45° W, 0,8* »	HÄGG 1924 S. 474
141.	Rabbalshede L	»	Rabbalshede	
142.	Staby	»	» : *S 30° W, 0,7* »	
143.	Skogarne	Kirche Kville	*: N 35° O, 4,2*	Ac 2. (HÄGG: Hjälpedsten 63–69 m)
144.	Evenröd.....	» »	*: N 37° O, 3,6* »	
145.	Dalen	» Svarteborg:	*N 33° O, 6,2* »	
146.	Väderö Storö.....	» Fjällbacka:	*S 81° W, 12,8* »	
147.	Fjällbacka I (A und B)	» »	*: S 15° O, 0,9* »	HÄGG, ANTEVS 1928 S. 533, 618 und 622
148.	Långgiljan.....	» Svarteborg:	*N 26° O, 5,2* »	
149.	Liane	» »	*: N 38° O, 5,8* »	
150.	Island.....	» »	*: N 50° O, 5,8* »	
151.	Tegen	» Kville	*: N 66° O, 5,4* »	Ac 2. HÄGG 1924 S. 474
152.	Ramberg	» Svarteborg:	*N 33° O, 3,1* »	Ac 2
153.	Gunghult.....	» »	*: N 36° O, 3,3* »	Ac 2
154.	Skebräcke	» Kville	*: N 82° O, 4,0* »	
155.	Hede	» »	*: O —, 3,2* »	

87 % der untersuchten Depositionen liegen im Granitgebiet, 7 % im Gneis- oder Gneisgranitgebiet und 6 % in der Übergangszone dieser beiden Urgesteinformationen.

Die am höchsten gelegene Ablagerung (Nr. 18) liegt 134 m ü. d. M. Der Angabe eines Bauern nach, habe er aber im Jahre 1916 marinen Schalenmergel an einer Stelle etwa 149 m ü. d. M. (von mir 1939 gemessen) beobachtet[1] (Kartenblatt Fjällbacka: von Mo Kirche aus S 67° O, 4,3 km). Trotz genauer Nachforschung war indessen nach 23 Jahren der Schalenmergel wegen seines geringen Umfangs nicht wiederzufinden. Die über der Meeresfläche gelegenen Lokalitäten verteilen sich in Bezug auf die Höhe über derselben folgendermassen:

	41—50 m . . . 4	91—100 m . . . 18
0—10 m . . . 26	51—60 » . . . 9	101—110 » . . . 9
11—20 » . . . 29	61—70 » . . . 9	111—120 » . . . 7
21—30 » . . . 20	71—80 » . . . 10	121—130 » . . . 9
31—40 » . . . 13	81—90 » . . . 17	131—140 » . . . 3
		183

Aus den Gründen, die ich im Abschnitt »Morphogenese der schalenführenden Ablagerungen» vorbringen werde, wird hervorgehen, dass die Höhenwerte allein zur Feststellung des Alters der Ablagerungen nicht ausschlaggebend sind; ich teile sie indessen in dieser Übersicht mit, um eine allgemeine Auffassung von den Höhenlagen der angetroffenen Ablagerungen zu geben.

Dazu kommen noch 6 Ablagerungen (Nr. 37, 111 A und B, 116, 118 und 124), die sich unter der Meeresfläche befinden und wahrscheinlich ständig anwachsen. Bei den Studien der jetzigen Meeresböden, die ich gleichlaufend mit meinen Feldarbeiten vorgenommen habe, wurde die Beschaffenheit des Meeresgrundes an geeigneten Stellen der bohuslänischen Küste untersucht (bei Strömstad und Grebbestad [Nord-Bohuslän] und Lysekil [mittl. Bohuslän]). In Zusammenhang damit wurden Lotungen angestellt. Flächenproben wurden teils mit schleifenden Geräten mit feinmaschigen Netzsäcken, teils mit einem einfachen Greifer heraufgeholt. Im Prinzip ist dieser nichts anderes als ein Hiller-Bohrer; Schliessung und Öffnung der Kanne wurde doch vermittels einer einfachen Wirevorrichtung vom Boote aus reguliert. Das Volumen der Kanne war auch grösser; so war die Höhe etwa 50 cm und der Durchmesser etwa 10 cm.

Schliesslich sei erwähnt, dass 11 von den genannten Kalkablagerungen (Nr. 30, 98, 121, 128, 130, 131 A, 133, 137 A, 138, 139 und 141) mit grosser Wahrscheinlichkeit die Muttersubstanz lakustriner Kalksedimente (Seekreide und Kalkgyttja) gewesen sind. Diese, die reichliche Überreste schalentragender Organismen enthalten, liegen nämlich ganz in der Nähe mariner Schalenablagerungen. Sie verteilen sich hinsichtlich der Höhe ü. d. M. folgendermassen:

51—60 m . . . 1	81— 90 m . . . 4
61—70 » . . . 1	91—100 » . . . 4
71—80 » . . . 1	

— Über die ausserhalb des Untersuchungsgebietes studierten schalenführenden Ablagerungen wird keine Liste mitgeteilt. Doch sollen ein paar von ihnen, da sie die Entstehungsweise gewisser schalenführender Ablagerungen zu beleuchten vermögen, besprochen werden.

Die Höhe der subfossilen Ablagerungen ü. d. M. ist meistens mit Aneroid (System Paulin) festgestellt worden. In einigen besonderen Fällen wurde Ni-

[1] Höchste Meeresgrenze etwa 165 m.

velliertubus und kontrollierte Messtange benutzt. Bei allen Höhenmessungen bin ich von den von dem allgemeinen schwedischen Kartenwerk abgewägten Fixpunkten ausgegangen. Bei Höhenmessung mit dem Paulinaneroid ist eine Korrektion der abgelesenen Höhenunterschiede mit Bezug auf Luftdruckveränderungen während der Messungen nicht ausgeführt worden; in der Regel vergingen nur wenige Minuten während der Fortbewegung vom Fixpunkte an die Stelle, deren Höhe festzustellen war. Eventuelle Luftdruckveränderungen müssen während einer so kurzen Zeit so gering sein, dass sie vernachlässigt werden dürfen. Dagegen sind die Höhenwerte hinsichtlich der jeweiligen Temperatur korrigiert worden.

Die Lage der Schalenanhäufungen im Gelände wurde besonders genau studiert, um Schlüsse auf den Ursprung der biogenen sowie der minerogenen Partikel ziehen zu können. Ausserdem wurde die Bruchtopographie der Gegend genau beachtet, um die Wege rekonstruieren zu können, auf denen die Sedimente zu ihrem Ablagerungsplatz verfrachtet worden sind. Mit dem Paulinaneroid wurde immer die Höhe derjenigen Geländestücke bestimmt, wo die Mutterformationen zu suchen waren, die die Hauptmasse der minerogenen Sedimente geliefert haben, und auf denen auch die Biozönosen lebten, die hauptsächlich die Schalenmasse der betreffenden Ablagerung erzeugt haben. Mit dem Paulinaneroid wurde auch die Höhe der Talschwellen (mit einzelnen Ausnahmen) gemessen, an deren Leeseite die Schalendeltas (S. 94 f.) abgelagert sind.

Ich hatte ursprünglich die Absicht, Detailkarten über die untersuchten schalenführenden Gebiete anzufertigen. Da aber Photokarten in grossem Mass-Stabe (1 : 10 000) von dem ganzen Untersuchungsgebiet während des Ganges meiner Untersuchung herausgegeben wurden, hielt ich das für unnötig. Ich habe doch eine Plankarte mit Höhenkurven im Mass-Stab 1 : 1 000 von einem besonderen schalenführenden Gebiet angefertigt (Fig. 33).

Bei den Anhäufungen, wo beleuchtende Aufschlüsse fehlten, wurde die Schichtenfolge durch Graben und Bohrungen festgestellt. Für die Bohrung wurde ein sog. HILLER-Bohrer benutzt (Länge der Kanne = 30 cm, Durchmesser etwa 2,5 cm). Unter gewissen Umständen lassen sich doch keine Bohrungen ausführen, z. B. in Schalenkies; in anderen Sedimenten, z. B. *Corallina*-Sanden, kann aber ohne Schwierigkeiten mit dem erwähnten Bohrer gebohrt werden. Eine Voraussetzung ist indessen, dass kein Wasser in das Bohrloch einsickert; sonst ist es nämlich fast unmöglich, tiefer hinunter zu kommen.

Die für die Analysen entnommenen Proben umfassen teils vertikale, teils Serien längs Schichtenflächen. Die vertikalen Probeserien schliessen in sich nicht nur die schalenführenden Teile einer Ablagerung, sondern in der Regel auch die ausschliesslich minerogenen über- und unterlagernden Partien ein, die gewöhnlich zusammen mit dem hauptsächlich biogenen Teil der Schichtenreihe eine genetische Einheit bilden.

Vor der Analyse war es notwendig, das Material aufzulockern, weil die Proben in trockenem Zustande aufbewahrt wurden. Eine solche Probe lässt sich — binnen mässiger Zeit — in Wasser von Lufttemperatur nur dann zersetzen, wenn die Partikel locker zusammengefügt sind; durch Kochen in Wasser kann doch ein besseres Resultat erreicht werden. Auch Kalilauge ist ein erfolgreiches Auflockerungsmittel. Ich habe indessen durchgängig Wasserstoffsuperoxyd verschiedener Konzentration, je nach dem Grade der Zusammenfügung der Partikel, benutzt. Wo es aber galt, die Partikelfrequenz innerhalb der Fraktionen $< 0{,}06$ mm festzustellen, wurde kein Wasserstoffsuperoxyd angewandt, weil dadurch vielleicht eine gewisse Destruktion auf diese kleinen Partikel hätte aus-

geübt werden können. Statt dessen wurde N/100 Natriumoxalat als Auflockerungsmittel benutzt; die nach und nach ausgelösten Partikel wurden vom Sedimentklumpen mit einem weichen Pinsel abgefegt.

Die Ansichten über den Wert der Wasserstoffsuperoxyd-Methode sind sehr geteilt, was die Gewinnung von Diatomeen aus eingetrockneten Proben betrifft. Nach Olsson (1929) hat sich die Methode als erfolgreich erwiesen, laut mündlicher Mitteilung von Dr. R. Sandegren werden dagegen die zerbrechlichen Diatomeenschalen dadurch leicht zersprengt. Da Diatomeen in der vorliegenden Arbeit so gut wie gar nicht berücksichtigt worden sind, hätte ich daher keine Veranlassung, diese Frage zu berühren, wenn nicht andere zerbrechliche Schalen (vor allem Foraminiferen) aus eingetrockneten Proben hätten herausgelöst werden müssen. Ich habe doch in keinem Falle gemerkt, dass Schalen oder andere organogene Gerüstteile von den bei meinen Analysen in Betracht kommenden Organismen durch dieses Verfahren ungünstig beeinflusst worden wären. Die subtilen Strukturen gewisser Foraminiferenschalen traten statt dessen nach dieser Behandlung ausgezeichnet hervor; selbst das Periostracum der Molluskenschalen wurde nicht beschädigt. Ich kann also Wasserstoffsuperoxyd als Auslösungsmittel organogener Bestandteile hier genannter Art empfehlen. Bei besonders eisenhaltigen Sedimenten (Ton) ist doch eine gewisse Vorsicht vonnöten. Zu stark konzentriertes Wasserstoffsuperoxyd oxydiert nämlich sehr schnell Ferro- zu Ferriverbindungen, welche die Schalen inkrustieren und die Oberflächenstrukturen mehr oder weniger verbergen, so dass die Artbestimmung unmöglich gemacht werden kann.

Wasserstoffsuperoxyd wurde auch benutzt, um die phytogenen Bestandteile der Gyttjen durch Oxydation zu entfernen. Bei diesem Verfahren (nach Robinson 1922) wurde die Probe in etwa 15 % Wasserstoffsuperoxyd während 2 bis 3 Stunden gekocht. Das dabei abgehende Wasserstoffsuperoxyd wurde nach und nach ersetzt. Beim Kochen rezenter, mariner Gyttjen trat immer eine heftige und beschwerliche Schaumbildung ein, die offenbar grösstenteils von vorhandenen Meeressalzen verursacht war; nachdem diese weggeschafft worden waren, hörte die Schaumbildung nämlich fast völlig auf.

Die Aufteilung der Partikel $>$ 0,06 mm in Grössenfraktionen geschah mit Metalltuchsieben. Beim Feststellen der Dimensionsverteilung der Partikel $<$ 0,06 mm wurden, ausser Analysen mit sog. Schlämmzylinder (nach Atterberg), Pipettenanalysen benutzt (die Pipettenanalysenmethode: vgl. z. B. Gripenberg 1934, S. 36 und Krumbein-Pettijohn 1938, S. 166—168). Die Siebungen wurden entweder unter Wasser mit der Hand gemacht, oder von einem Schüttelapparat besorgt.[1] Im ersteren Falle wurden die Partikel auf folgende drei Fraktionen aufgeteilt: $<$ 1/2, 1/2—2 und $>$ 2 mm. Wenn grobes Material in grösserer Menge vorhanden war, wurde doch die Fraktion $>$ 2 mm weiter in

[1] Bei aller Siebung findet natürlich eine gewisse Abnutzung des Materiales — vor allem der biogenen Partikel — statt, die auf die Dimensionsverteilung künstlich einwirken kann. Die Abnutzung bei der Handsiebung unter Wasser ist begreiflicherweise besonders gering. Bei der Siebung mit der Schüttelmaschine könnte man indessen eine grössere Abnutzung erwarten. Um eine gewisse Vorstellung von dem Grade der Abnutzung zu erhalten, wurde eine Sedimentprobe (*Corallina*-Sand der Lokalität Nr. 122; Kalkgehalt 98,8 %) auf diese Weise gesiebt; zuerst während 2 Stunden, dann während weiterer 12 Stunden und schliesslich während nochmals 24 Stunden.

Die Zunahme der Sedimentenmenge der Fraktion $<$ 0,06 mm mit 1,7 ‰ nach 12 Stunden und 4,2 ‰ nach 36 Stunden verlängerten Schüttelns gibt eine gewisse Auffassung von dem geringen Umfange der Abnutzung. Die Resistenz des Materials geht übrigens auch daraus hervor, dass so fragile Organismen wie Bryozoen nicht merkbar abgenutzt wurden. Ich habe die Abnutzung der biogenen Partikel nicht berücksichtigt. — Die Zunahme der Fraktion $<$ 0,06 mm hat übrigens nicht allein ihren Grund in der Abnutzung des Materials, sondern zu nicht geringem Teil auch darin, dass die Siebung unterdessen immer vollständiger wurde.

zwei Teilfraktionen aufgeteilt: 2—8 und > 8 mm (zuweilen 2—8, 8—16 und > 16 mm). Beim Sieben mit dem Motorsieb wurden dagegen dichtere Intervalle gewählt. Gewöhnlich wurden dabei Siebe mit folgenden Maschenweiten gebraucht: 16—8—4—2—1—0,57—0,23—0,128—0,06 mm.

Es dürfte notwendig sein, die Wahl der Maschenweiten etwas näher zu erläutern; sie ist im Gedanken an den Zweck der Untersuchung erfolgt. In den Fällen, wo der Hauptzweck eine faunistische Analyse gewesen war, wurde das Material gewöhnlich auf drei Fraktionen aufgeteilt (< 1/2, 1/2—2 und > 2 mm). Gegen diese Aufteilung könnte man einwenden, der Umfang jeder Fraktion sei zu weit, um die Dimensionsverteilung zu kennzeichnen. Ich habe indessen gefunden, dass die Aufteilung aus praktischen Gründen kaum weiter getrieben werden kann. Die Analysen der biogenen Konstituenten sind zeitraubend und fordern viel Geduld; die umfassende Analysenarbeit einer grösseren Anzahl Fraktionen würde auch nicht in angemessenem Verhältnis zu den gewonnenen Resultaten stehen.

Wenn eine vollständigere Kenntnis der Dimensionsverteilung der Partikel erwünscht war, wurde das Material in eine grössere Anzahl Fraktionen aufgeteilt. Bei diesen Dimensionsanalysen mussten aber die faunistischen Gesichtspunkte in den Hintergrund treten.

Die Fraktionen < 1/2, 1/2—2 und > 2 mm sind von konchyliologischem Gesichtspunkte aus wohl abgegrenzt. So besteht in der Regel die Hauptmasse der biogenen Phase der Fraktion < 1/2 mm aus mehr oder weniger unbestimmbaren Schalenfragmenten. Die einzigen nicht zertrümmerten Organismen, die allgemeiner vorkommen können, sind Foraminiferen. Diese Fraktion kann aber auch andere kleine Organismen, z. B. Ostracoden und Molluskenbrut — doch keineswegs allgemein — enthalten. — Die obere Grenze der Fraktion 1/2—2 mm wurde zum grossen Teil im Gedanken daran gewählt, dass Analyse kleinerer Schalen als 2 mm mit unbewaffnetem Auge nicht möglich ist, was dagegen gewöhnlich bei Partikeln > 2 mm der Fall ist. Die Fraktion 1/2—2 mm ist auch in faunistischer Hinsicht gut abgegrenzt. Sie bietet in der Regel eine weitaus reichhaltigere faunistische Vertretung als die Fraktionen < 1/2 und > 2 mm, sowohl was Tiergruppen, als Art- und Individuenanzahl innerhalb derselben betrifft. In dieser Fraktion sind nicht selten Schalen folgender Formen vorhanden: grössere Foraminiferen und Ostracoden, kleinere Cirripeden, der grösste Teil der Chitoniden und Gastropoden, kleinere Lamellibranchiaten nebst Brut verschiedener grösserer Arten davon, Bryozoen und Echinodermen. Spärliche Überreste von Spongien, Cnidarien, decapoden Crustacéen und kleineren Brachiopoden können gelegentlich beobachtet werden. Kalkalgen können auch, zuweilen in grossen Mengen, vorkommen. — Die biogenen Bestandteile der Fraktion > 2 mm sind fast ausschliesslich Schalen von mehr oder weniger ausgewachsenen Cirripeden- (Gattung *Balanus*) und Molluskenarten. Als seltenere Einschläge können Teile von Polychäten, decapoden Crustacéen, Brachiopoden und Echinodermen gefunden werden.

Hinsichtlich der weiteren Behandlung des Materials muss folgendes hinzugefügt werden. Nachdem die biogenen und minerogenen Partikel der Proben zusammen gesiebt waren, wurden innerhalb jeder Fraktion die Partikel dieser beiden Phasen von einander getrennt. Die Trennung wurde meist manuell ausgeführt; zu diesem Zweck wurden für die kleineren Fraktionen Präpariermikroskope benutzt. Die Frequenz der beobachteten Arten innerhalb jeder Fraktion wurde sowohl durch Rechnung als auch durch Wiegen der gesamten Schalenmasse jeder Art festgestellt. Um das Verhältnis zwischen den minerogenen und

biogenen Phasen zu bestimmen, wurden bei reichlichem Vorrat an Analysenmaterial die biogenen Partikel mit verdünnter Salzsäure weggelöst. Nach Abwaschen der vorhandenen Salze und der nicht verbrauchten Säure wurde der minerogene Rückstand getrocknet und gewogen.

Die Sedimente Nord-Bohusläns enthalten in der Regel keine anderen Kalkbestandteile als quartäre Kalkgerüste verschiedener Art. Man kann zwar Kalkblöcke aus irgendeiner südostnorwegischen Kambrosilurablagerung in dem Küstenbezirk und in dem Norwegen am nächsten liegenden Grenzgebiet finden; diese sind aber oft entkalkt worden. Ich habe doch nur ganz ausnahmsweise kleinere kambrosilurische Kalkpartikel — von etwa Sand- oder Kiesgrösse — in meinen Proben angetroffen. Man dürfte also die Kalkpartikel aus den kalkreichen Sedimenten dieses Gebietes auf diese Weise weglösen können, ohne deshalb fürchten zu müssen, dass andere als quartäre Kalkpartikel darin eingelagert waren.

In einigen Fällen wurden die minerogenen Partikel mit Fluorwasserstoffsäure eliminiert. Die Kalksubstanz der biogenen Partikel wurde dabei bei weitem nicht gelöst; die Schalen wurden nämlich verhältnismässig schnell von einem dünnen Häutchen unlöslichen Flussspats, das weitere Auflösung verhinderte, überzogen ($CaCO_3 + 2\,HF = CaF_2 + H_2O + CO_2$). Die Fluorwasserstoffsäurebehandlung hat nicht einmal die subtilsten Schalenstrukturen im geringsten destruiert. Die Gewichtsveränderung der Schalenmasse infolge dieses chemischen Prozesses ist aber von solcher Grösse, dass sie berücksichtigt werden muss. Der Gewichtsverlust der Kalkschalen ist selbstverständlich von der Grösse der Schalenoberflächen abhängig; eine reichlich ornamentierte Schale muss an Gewicht mehr verlieren als eine glatte. Weil die Gewichtsverminderung von Fall zu Fall wechselt, teile ich in den Fällen, wo diese Anreicherungsmethode zur Anwendung gekommen ist, nur die Zahlenfrequenzen mit.

Um eine gewisse Auffassung von dem Mass dieser Gewichtsveränderung zu erhalten, wurden einige Molluskenschalen mit HF behandelt. Durchschnittlich war der Verlust 8,6 Gewichtsprozent. Der grösste Gewichtsverlust war 9,5 % und der geringste 7,8.

Die weitere Behandlung der biogenen Bestandteile braucht nicht genauer erörtert zu werden. Färbungen sind nur in geringem Umfang vorgenommen worden, mit Ausnahme gewisser Foraminiferenschalen; hier treten Poren und Suturen der Schalen, vor allem der Gattung *Elphidium*, nach Färbung mit Methylenblau besonders gut hervor.

Die granulometrische Verteilung minerogener sowie biogener Partikel wird in der Regel graphisch wiedergegeben. In den Fällen, wo das Material nicht weiter als auf 3—5 Fraktionen aufgeteilt wurde, ist die Frequenz jeder Fraktion durch die Schichtenreihe mittels Frequenzlinien in einem Koordinatensystem dargestellt worden; an der Ordinate wurde das Schichtenprofil eingezeichnet und an der Abszisse die gewichtsprozentuellen Frequenzdaten abgesetzt. War aber das Material auf eine grössere Anzahl von Fraktionen aufgeteilt worden, wurde die Dimensionsverteilung der Partikel mittels flächentreuer Verteilungskurven wiedergegeben.

Es wurde angestrebt, eine Serie von Sieben zu gebrauchen, wo das Verhältnis zwischen der Maschenweite jedes Siebes und des nächstfeineren 2 : 1 war. Die Maschenweiten der benutzten Siebe bilden bis auf vier eine solche geometrische Serie (0,57 statt 0,50, 0,23 statt 0,25, 0,128 statt 0,125 und 0,06 statt 0,0625); aus den auf semilogarithmischen Papier gezogenen kumulativen Kurven lassen sich durch Interpolation doch die Gewichtsmengen der Proben berechnen, die innerhalb der Grenzen 1,00–0,50, 0,50–0,25 usw. fallen würden. Nachrechnungen wurden hinsichtlich der Fraktionen 1,00–0,57 und 0,57–0,23 mm gemacht. Die Berichtigungen für die Maschenweiten 0,128 und 0,06 mm wurden infolge des unwesentlichen Unterschiedes nicht ausgeführt.

Die Dimensionsverteilung der auf Fraktionen mit konstanten Intervallen verteilten Partikel können durch Histogramme mit gleichen Basen veranschaulicht werden, wodurch sich die ge-

wichtsprozentuelle Frequenz der Fraktionen an der Ordinate ablesen lässt. (Das Konstruktionsprinzip des Histogrammes begreift bekanntlich in sich ein, dass jede Frequenzeinheit mittels einer Fläche wiedergegeben wird.) Auf Grund der Histogramme wurden flächentreue Frequenzkurven in üblicher Weise konstruiert. Um die Lage der Maxima der Kurven genau festzustellen, wurden Säulen mit kleineren Basen innerhalb der grossen Säule, in die das Maximum fällt, aus der Summenlinie konstruiert. Diese Hilfsäulchen beziehen sich natürlich nicht — ebensowenig wie die verschiedenen Punkte der Kurven — auf die Prozenteinteilung der Ordinate.

Quantitative Analysenmethoden sind von den Forschern, die früher schalenführende Ablagerungen untersucht haben, nur in recht geringem Umfang benutzt worden. Die von ihnen gelegentlich befolgten Methoden unterscheiden sich in vielerlei Hinsicht, gründen sich aber meistens auf eine statistische, von De Geer ausgearbeitete Methode (1910, S. 1187). Die Frequenz wird durch Rechnung nach für die verschiedenen Tiergruppen näher angegebenen Gründen festgestellt; die Schalenmasse jeder Art wird gewogen. Im Text (op. cit. S. 1188) empfiehlt De Geer eine Verteilung der beigemischten minerogenen Partikel auf folgende Fraktionen: »stones larger than 10 mm, gravel 10—2 mm and sand between 2—0,5 mm. Sometimes it may even be useful to distinguish sand of mean grain between 1—0,5 mm from coarse and fine sand«. De Geer hat aber laut seinen eigenen veröffentlichten Analysenprotokollen die Verteilung der minerogenen Partikel nicht untersucht.

Die von De Geers Schüler E. Antevs in seinen beiden einschlägigen Arbeiten (1917 und 1928) benutzte Methode hat zwar gewisse Ähnlichkeiten mit der De Geers, weicht aber auch von ihr ab. Ein Fortschritt war die Aufteilung der Partikel auf 3 Fraktionen (> 2, 1—2 und < 1 mm). (1928 wurden die biogenen Partikel nicht fraktioniert.) Biogene Partikel < 1 mm wurden in keiner der beiden Arbeiten beachtet. Die Frequenz jeder Art wurde nur durch Zählen festgestellt. G. Bodman (1917), N. Odhner (1927) und T. Nilsson (1927) haben bei ihren weniger umfangreichen Untersuchungen modifizierte Formen der Methode De Geers benutzt. Die Analysen sind nicht restlos; besonders kleinere biogene Partikel sind vernachlässigt (so beachtet Bodman solche < 2 mm nicht). Die Frequenz grösserer Organismen wurde in einigen Fällen nur partiell festgestellt. Gewisse Formen, wie *Mytilus edulis*, *Mya truncata*, *Saxicava arctica* und die Balaniden, haben besonderes Interesse auf sich gelenkt; die Frequenz anderer, weniger intressanter Arten wurde daher weniger eingehend untersucht. Die Häufigkeit wurde meistens durch Anzahl — einmal schätzungsweise (Odhner: die Balaniden) — und Gewicht aber sogar auch durch Volumen gekennzeichnet (Odhner: *Mytilus* und *Saxicava*). Das Gewichtsverhältnis grösserer Fraktionen (minerogene und biogene nicht immer getrennt) wurde meistens genau festgestellt.

Norwegische Geologen haben sich auch gelegentlich statistischer Methoden bedient. So hat Grönlie (1922) die biogenen Bestandteile gewisser Schalenablagerungen in einer Weise angegeben, »somewhat similar to that applied by De Geer and Antevs« (op. cit. S. 38). Die Frequenz wird nur durch die Anzahl der Individuen bezeichnet, biogene Partikel < 0,5 mm sind aber nicht untersucht, minerogene Partikel sind überhaupt nicht berücksichtigt worden.

— Sämtliche hier erwähnten Forscher haben statistische Analysen hauptsächlich ohne andere Absicht vorgenommen, als dadurch die faunistisch-sedimentologische Entwicklung an der Ablagerungsstelle während der Zeit der Anhäufung zu beleuchten. Einige Forscher haben aber weitergehende Absichten damit verbunden, z. B. Öyen. Er hat schon früh die Bedeutung statistischer Analysen nach dem

»biometrischen Prinzipe« hervorgehoben (1908 C, S. 106 und 1910 B, S. 6), womit er die Messung, Zählung und Wägung der Schalen einer Probe meinte. Dadurch wollte er einen Einblick in die, wie er sagt, physio-biologischen Verhältnisse während der Lebenszeit einer Fauna gewinnen; dieser Einblick ist aber nicht das eigentliche Ziel, sondern er verwendet ihn als Mittel für weitere Ziele. Er will nämlich »die zu einer gegebenen Zeit für jede Art jeweils *normale* Grösse untersuchen. Der *Normalwert* gibt sowohl durch *Anzahl* wie *Mass* ein Bild der jeweiligen physikalisch-biologischen Bedingungen einer Zeit« (1908 C, S. 106). Er will also Mass- und Frequenztabellen, biometrische Tabellen oder eine Art von Normalkurven gewinnen (1910 B, S. 7), die die typische oder normale Frequenz und Grösse einzelner Arten während verschiedener Zeitabschnitte aufzeigen sollen. Vergleiche mit einer solchen Tabelle oder Kurve sollten *Datierungen*, wenn nicht ermöglichen, so doch in hohem Grade erleichtern. Die »Vergleichsserie« aus seinen statistischen Analysen, die er einmal (1910 B, S. 7) ankündigte, kam aber nie zu stand. Die Analysen Öyens sind nämlich zu einem sehr grossen Teile qualitativ. Die Fälle, in denen er quantitative Analysen ausgeführt hat, beziehen sich nur auf biogene Bestandteile. Das Gewicht der Schalenmasse der verschiedenen Arten ist nur gelegentlich verzeichnet. (Angaben über das Gewicht der analysierten Proben habe ich nirgends gefunden, ebensowenig, ob ein für alle mal eine einheitliche Referenzmasse bestimmt worden ist.) Auch die Anzahl der in den Proben vertretenen Konstituenten ist bei weitem nicht in dem Umfange mitgeteilt, den man nach der angeführten Programmerklärung zu erwarten hätte. Dagegen finden sich des öfteren Schalenmasse, die sich doch meist nur auf einzelne Messungen beziehen; nur ausnahmsweise hat Öyen Messungsserien veröffentlicht. In einigen Fällen stossen wir auf vereinzelte Zahlen-Massangaben mitten unter solchen subjektiven Bezeichnungen wie »klein, mittelgross, normal« usw. Der Begriff »normal« ist obendrein nicht definiert — es scheint sich hier um eine als allgemein angenommene heutige Grösse der betr. Arten in Norwegen zu handeln. — Man hätte bei dem Autor des »biometrischen Prinzips« eine grössere Folgerichtigkeit in seiner Anwendung zu finden gehofft.

Aus dieser Übersicht früherer Untersuchungsmethoden geht hervor, dass keine einheitlichen Normen bei den Analysen befolgt worden sind. Es fällt indessen auf, dass die kleineren biogenen Partikel in der Regel vernachlässigt worden sind und dass die Verteilung der minerogenen Partikel grösstenteils ausser acht blieb. Eine Ursache der Nicht-Berücksichtigung der kleineren biogenen Partikel dürfte die sein, dass die Frequenz gewisser grösserer Organismen (vor allem einiger Mollusken und der Balaniden) einer Schichtenreihe vielen Forschern genügte, um über die Veränderungen des Wasserstandes und andere hydrographische Verhältnisse während des Aufbaus der betreffenden Ablagerung Auskunft zu geben. Eine andere Ursache, die zweifellos bei dem Verzicht auf Analysen der kleinen Organismen mitgewirkt hat, dürften die teilweise bedeutenden Schwierigkeiten der Identifizierung gewesen sein. Diese Umstände dürften zu der Vernachlässigung ganzer Tiergruppen, wie Foraminiferen und Ostracoden, beigetragen haben; die Kenntnis der subfossilen Vertretung der Mollusken und Cirripeden blieb daher auch lückenhaft. — Bei der vorliegenden Untersuchung wurde angestrebt, sowohl die biogenen als auch die minerogenen Sedimente wenigstens in granulometrischer Hinsicht gleichermassen zu berücksichtigen und, soweit möglich, die biogenen Bestandteile jeder Fraktion quantitativ und restlos zu analysieren.

B. Morphogenese der schalenführenden Ablagerungen. Der marine Umlagerungsprozess.

Einführung.

Die schalenführenden marinen Ablagerungen Nord-Bohusläns sind, soweit mir bekannt, niemals aus ausschliesslich biogenen Bestandteilen gebildet, auch ist kaum anzunehmen, dass rein biogene marine Schalenschichten im übrigen Fennoskandien vorkommen. Ausser der biogenen enthalten die Schalenanhäufungen auch eine minerogene Phase; beide Phasen stehen in reziprokem Verhältnis zueinander.

Die biogene Phase kann ausser aus Kalkschalen auch aus Gyttjasubstanz bestehen. In der folgenden Darstellung bedeutet aber der Begriff »biogene Substanz« oder »biogene Partikel« nur Kalkschalen, falls nicht ausdrücklich etwas anderes gesagt wird. Der Kalkgehalt kann in verschiedenen Formationen wie auch in verschiedenen Horizonten der gleichen Schichtenfolge stärkstens variieren; unter besonderen Umständen kann er fast 100 % betragen; in gewissen Fällen finden sich andererseits Kalkschalen als vereinzelte Einlagerungen in rein minerogener Matrix.[1] — Wie später aufgewiesen werden soll, sind die schalenführenden Ablagerungen Nord-Bohusläns insgesamt nach einheitlichen Prinzipien gebildet, gleichviel, ob die Frequenz biogener Partikel hoch oder gering ist oder ob die biogene Substanz aus Kalkschalen sowie anderen tierischen Gerüstteilen oder aus *Zostera*-Detritus besteht oder ob die minerogene Phase Kies, Sand oder Ton ist. Die Entstehung und morphologisch-strukturelle Gestaltung schalenführender Ablagerungen einerseits und nicht-glazigener mariner Schichtenfolgen, in denen die minerogene Phase bis zu 100 % steigt, andererseits, ist auch prinzipiell gleicher Art.

Die biogenen Bestandteile der schalenführenden Ablagerungen sind immer gemischt allogen-autogen; das Verhältnis zwischen den allogenen und den autogenen Nekrozönosen-Elementen kann sehr stark schwanken. Der allogene Einschlag kann in gewissen Fällen unwesentlich sein, in

[1] Die Mächtigkeit der schalenführenden Deposita Nord-Bohusläns kann weitesten Schwankungen unterworfen sein; so können Tonschichten wenigstens 10—20 m schalenführend sein. Gewisse Schalenbänke erreichen eine Mächtigkeit von bis zu 10 m. Andererseits kommen Reste mariner schalentragender Organismen als nur dezimeterstarke Schichten in Formationen von sonst rein minerogener Zusammensetzung vor. Diese dünnen Schichten, die für das Verständnis des Entstehens der gesamten sie umschliessenden Schichtenfolge von grösster Bedeutung sein können, verdienen aufmerksame Beachtung.

anderen Fällen fast 100 % der biogenen Phase ausmachen. Dagegen ist die minerogene Phase in der Regel ganz und gar allogen.[1]

Die Schnelligkeitsdifferenz zwischen minerogener und biogener Sedimentation, die normalerweise letzten Endes im Umfang, in der Lage, der granulometrischen Zusammensetzung und dem Konsolidierungsgrad der der Abtragung ausgesetzten minerogenen Depots, sowie in der Lage und im Produktionsvermögen der Schalen erzeugenden Biozönosen begründet ist, macht den Grundfaktor aus, der die Zusammensetzung der marinen Umsedimentations-Ablagerungen bestimmt. Die Entstehungsbedingungen der schalenführenden Anhäufungen müssen also in einen weiteren Zusammenhang eingefügt werden; in morphogenetischer Beziehung sind diese Bildungen den unvergleichlich umfangreicheren rein minerogenen marinen Umlagerungsprodukten zur Seite zu stellen.

Das Problem der Entstehungsweise der schalenführenden Anhäufungen Nord-Bohusläns erhält demnach richtige Proportionen erst dadurch, dass es in Zusammenhang mit dem allgemeinen marinen Umlagerungsprozess behandelt und nicht als alleinstehende Erscheinung betrachtet wird. Hierdurch wird die Entstehung der Schalenanhäufungen nur zu einem Aspekt in dem bisweilen komplizierten, aber gemäss der bruchtopographischen Ausgestaltung des Felsengrundes gesetzmässig verlaufenden Prozess, durch den die nach der gleichen gesetzlich gebundenen Ordnung deponierten glazialen Mineralkorndepots gewisser Teile ihrer Masse verlustig gehen.

Die im Verhältnis zur Topographie regelmässige Verteilung der Mineralkorndepots ist schon besprochen; die Art und Richtung der abtragenden und verfrachtenden Kräfte soll unten erörtert werden. Die Lage der zur allogenen Phase der Nekrozönose Material liefernden Biotopen muss weiter festgestellt werden, wie auch die Wege, auf denen die allogenen Sedimentkomponenten zur Ablagerungsstelle herbeigeführt wurden. Auf diese Weise und auf Grund der Analysen der beiden, die Schalenablagerungen konstituierenden Phasen muss m. E. die Frage der Entstehung schalenführender mariner Anhäufungen angegriffen werden.

Die Mehrzahl der Forscher, die schon früher den schalenführenden Anhäufungen ihr Studium widmeten, haben das Problem ihrer Entstehungsweise zu leicht genommen. Hätte man von Anfang an dieser Frage genügendes Interesse entgegengebracht und wären systematische Untersuchungen angestellt worden, so wären u. a. gewisse Theorien über quartäre Niveauveränderungen nicht aufgestellt worden. Es ist vor allen Dingen bemerkenswert, dass die besonders umfangreiche norwegische Literatur über schalenführende, quartäre Ablagerungen entstehen konnte, ohne dass kaum einer der auf diesem Gebiete der norwegischen Geologie tätigen Forscher sich klar gemacht hat, welche zentrale und fundamentale Stellung innerhalb der marinen Quartärgeologie diese Frage

[1] Glazigene Tonschichten können dadurch schalenführend geworden sein, dass Endobionten sich darin eingebohrt haben, auch wäre es denkbar, dass Hypobionten Aushöhlungen glazigener Grobsedimente in Besitz genommen haben.

tatsächlich einnimmt. Besonders einige schwedische Forscher haben indessen grundlegende Beiträge geliefert; sie haben ihr Augenmerk dabei auf das Studium einer besonderen Art schalenführender Anhäufungen — der sog. Schalenbänke — gerichtet und mit grosser Bestimmtheit die allogene Entstehungsweise dieser Formationen dargelegt.

Der Hinweis auf den allogenen Charakter der Schalenbänke ist von grosser Bedeutung, aber es kann noch vielerlei im Prinzip wie in Einzelheiten ergänzend gesagt werden, das nicht nur für die Genesis dieser, sondern auch anderer Arten schalenführender mariner Anhäufungen gilt.

Zur Wellen- und Strömungsdynamik.

Die in marinem Medium abtragenden, verfrachtenden und aufschüttenden Agentien — Wellen und Strömungsbewegungen — können in der Praxis kaum — vor allem nicht in einem Schärengebiet — auseinander gehalten werden. Hier unten soll doch einiges über die Natur der Wellen- und Strömungsbewegungen ausgeführt werden; auf ihre Ausgestaltung an der nordbohuslänischen Küste soll auch hingedeutet werden.

Meereswellen (Allgemeines). Man unterscheidet zwei Bewegungsformen der hier in Betracht kommenden Meereswellen — der fortschreitenden Gravitationswellen: die oszillierende oder Orbitalbewegung der Wasserteilchen und die fortschreitende Bewegung der Wellenform in trochoidalen Kurven.

Die Orbitalbewegung findet in geschlossenen Bahnen statt und zwar in Vertikalebenen, die senkrecht zur Wellenfront stehen. Wenn die Wassertiefe grösser ist als die halbe Wellenlänge, sind die Orbitalbahnen kreisförmig; andernfalls sind die Bahnen elliptisch (Defant 1929, S. 159). Der Radius der kreisförmigen Orbitalbahnen soll gemäss älterer Anschauung (Krümmel 1911, S. 7) in einer geometrischen Reihe gegen die Tiefe zu abnehmen, um in unendlicher Tiefe 0 zu werden; Defant aber behauptet, dass der Radius dieser Kreise sich sehr rasch mit der Tiefe vermindert, »so dass die Wellenbewegung sich nur auf eine dünne Oberflächenschicht beschränkt« — Oberflächenwellen (op. cit. S. 159). Ist die Wassertiefe gegenüber der Wellenlänge klein, trifft dies aber nicht zu; dann entstehen Seichtwasserwellen oder lange Wellen. Nach Defant (op. cit. S. 156) ist in diesem Fall »die Bewegung der Wasserteilchen in der ganzen Wasserschicht bis zum Grunde nahezu gleich gross; die Bewegung gleicht mehr einem Hin- und Herschieben von ganzen Wassersäulen, wobei diese bald dünner und höher, bald dicker und niedriger werden«.

»Orbitalbewegung« besagt, dass ein jedes Teilchen einer Welle nach dem Ablauf des Zeitabschnitts, der der Periode der Orbitalbewegung entspricht, an die Ausgangslage zurückkehrt. Es wurde deshalb zuweilen betont, dass die Orbitalbewegung keinen Materialtransport bewirkt, sondern nur suspendiertes Material in Schwebe erhalten kann. Tatsächlich muss aber die Orbitalbewegung unter geeigneten Umständen sowohl Abtragung als Materialtransport verursachen können.

Wenn eine über den übrigen Meeresboden erhabene und hinsichtlich ihrer Korngrösse homogene Sedimentmasse in dem Bereich orbital schwingender Wasserteilchen liegt, und weder die Partikeldimension noch der Verfestigungszustand der Sedimentmasse der Erosion durch einen Strom von einer der Orbitalgeschwindigkeit entsprechenden Geschwindigkeit Hindernisse bereitet, so werden die Sedimentpartikel allmählich mobilisiert. Vorausgesetzt, dass das

Partikelgewicht eine Erhebung der Partikel vom Boden durch die vertikale, aufwärts gerichtete Komponente der Orbitalbewegung nicht unmöglich macht, können die Partikel der Orbitalbewegung einverleibt und in Schwebe erhalten werden. Sind die abgetragenen Partikel so schwer, dass die genannte Vertikalkomponente sie nicht in die horizontale, vorwärts gerichtete Phase der Orbitalbewegung überführen kann, so fallen sie aus der Orbitalbewegung heraus, haben aber vorher einen rückläufigen Transport erfahren, nämlich mit der rückwärts gerichteten Horizontalkomponente. — Nach der Erosionstätigkeit der Orbitalbewegung in granulometrisch inhomogenen Sedimenten kann eine Verteilung der aus ihrem Zusammenhang herausgelösten Partikel auf eine solche Weise stattfinden, dass eine Gruppe von Partikeln der Orbitalbewegung einverleibt wird und demnach in Suspension bleibt, während andere, infolge ihres grösseren Gewichts, früher oder später aus der Orbitalbewegung absinken. Nach dem Gesagten zeigt sich das Ergebnis hinsichtlich der letzteren Gruppe als ein Transport nach rückwärts; die Wirkung wird hierbei erhöht, falls die durch die Orbitalbewegung veranlasste Initialbewegung dieser gröberen Sedimente durch Gravitationsbewegungen der Partikel verstärkt oder abgelöst wird. Auf diese Weise kann also ein im Verhältnis zu der Mutterformation distales Decksediment zur Ausbildung kommen und zwar an ihrer Luvseite. Der dabei im Verhältnis zu der allgemeinen Bewegungsrichtung des umgebenden Mediums gegenläufige Prozess wird hier als Regradation, die angereicherten Produkte als Regradationsanhäufungen bezeichnet (vgl. S. 56).

Eine besonders intensive morphogenetische Tätigkeit kennzeichnet die Brandung — eine unter gewissen Umständen entstehende, entartete Form der Orbitalbewegung.

In dem Fall, wo die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Welle doppelt so gross wie die Orbitalgeschwindigkeit im oberen Teil der Orbitalbahn wird, oder wo die Wassertiefe gleich der Wellenhöhe ist, trifft nach theoretischen Berechnungen sog. Strandbrandung ein (Krümmel 1911, S. 107). Der Neigungswinkel des Bodens, die Richtung des Windes gegen die Erstreckungslinie des Strandes usw. können indessen auch bei einem anderen Verhältnis zwischen den genannten Wellendimensionen Brandung hervorrufen.

Die Brandungsbewegung bedeutet wie bekannt, dass der Wellenkamm unter Schaumbildung sich nach vorn überschlägt oder bricht. Dies trifft ein, wenn ein kritisches Stadium der Instabilität der Wellen wegen Verringerung der Wellenlänge und gleichzeitiger Erhöhung von Wellenhöhe sowie gesteigerter Fortpflanzungsgeschwindigkeit erreicht wird. Der Wellenkamm wird mit grosser Kraft gegen den Boden geschleudert; die vorher regelmässige Orbitalbewegung setzt sich ausserdem in unregelmässige, Abtragung veranlassende Turbulenzbewegungen um. Das abgetragene Material muss teils seewärts, teils landwärts aufgeschüttet werden. In Gebieten mit Flachküsten hat diese Brandungsform in sedimentologisch-morphogenetischer Hinsicht ausserordentlich grosse Bedeutung.

Von dieser Strandbrandungsform unterscheidet man die Klippenbrandung. Diese bildet sich u. a. dort aus, wo eine Welle auf eine steile Strandfläche trifft, die in unmittelbarer Nähe von tiefem Wasser liegt. Dabei können sehr hohe Brandungswellen mit grosser Kraftleistung entstehen, die das augenfälligste Ergebnis der Klippenbrandung ist. Indessen muss bei der Entstehung der Brandung eine Kraftauslösung nicht nur nach oben, sondern auch nach anderen Seiten hin stattfinden. Eine Kraft, die von einer ziemlich rechtwinklig zur Kraftrichtung liegenden Ebene aufgefangen wird, muss sich nämlich auf ihr

nach allen Richtungen hin auflösen. Die Grösse dieser sich auf der Fläche ausbreitenden Vektoren hat sich jedoch dem vorhandenen Widerstand anzupassen. Der kleinste Widerstand gegen die Kraftauslösung muss da vorkommen, wo das dünnste Medium — die Luft — zu finden ist; die besonders grosse Kraftentfaltung nach oben ist auch Gegenstand vieler Beobachtungen und Messungen gewesen; doch muss auch die abwärtsgerichtete Komponente eine grosse Kraft besitzen. In den Fällen, wo eine erodierbare Masse in Reichweite der letzteren Komponente auftritt, wird die Tätigkeit derselben zur Entstehung eines Umlagerungsproduktes in Form eines distalen Decksedimentes — einer Regradationsbildung — beitragen (Fig. 9).

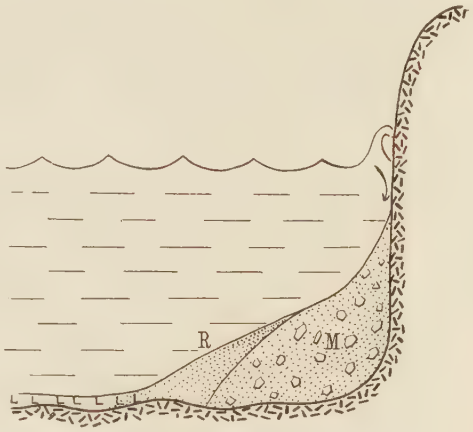


Fig. 9. Klippenbrandung. M = Mutterformation, R = Regradationsablagerung, Vgl. Text S. 40 f.

Eine besondere Brandungsform sind die sog. Grundseen. Sie entstehen infolge des Vorhandenseins höherer terrassenartiger Stufen an verhältnismässig tiefliegenden Meeresböden. Dabei kann die Wassertiefe um ein Vielfaches grösser sein als die Wellenhöhe. Es lässt sich annehmen, dass die Grundseen durch den Stoss verursacht werden, der entsteht, wenn die Teilchen der Welle während ihrer Orbitalbewegung gegen solche Stufenabsätze anprallen, sich zur Wasseroberfläche fortpflanzt und dort die Brechung der Wellen veranlasst (vgl. Krümmel op. cit., S. 112). Danach wird der Oberteil der Welle mit Kraft abwärtsgeschleudert; diese abwärtsgerichtete Kraftkomponente dürfte ihrerseits auf den genannten Anprall gegen den Bodenabsatz eine Rückwirkung ausüben und ihn verstärken können, was eine noch stärkere Brandungsbewegung zur Folge hat. Ein derartiger reziprok-kumulativer Prozess ist vielleicht eine wichtige Voraussetzung für die oft beobachtete kräftige Ausbildung der Grundseen auch bei mässigem Seegang.

Die Grundseen dürften dazu zu führen, dass die Orbitalgeschwindigkeit zunimmt. Nach der früheren Erörterung über die orbitale Abtragungstätigkeit dürfte klar sein, dass ein seewärts gerichteter Transport von schwereren Partikeln stattfinden kann, welch letztere also längs der luvwärtigen Böschung der Terrasse endgültig angereichert werden.

Andererseits muss die erhöhte Orbitalgeschwindigkeit veranlassen können, dass gewisse Partikel, die der Orbitalbewegung zu ihrer höchsten Lage mitfolgen, nach vorn geschleudert werden. Die Orbitalgeschwindigkeit soll wenigstens nach Airys Herleitung (Krümmel 1911, S. 14) am höchsten Punkt der Orbitalbahn grösser sein als in der aufwärtsgerichteten Vertikalbewegung. Dadurch dürfte also auch eine Progradationsanhäufung (vgl. S. 56) an der leewärtigen Böschung der die Grundseen veranlassenden Abstufung des Bodens entstehen (Fig. 10).

Die Grundseen besitzen nachweisbar auch bei beträchtlicher Wassertiefe eine sehr grosse Erosions- und Transportkraft. Krümmel liefert hierfür Beispiele (op. cit. S. 112). So ist auf der Neufundlandbank beobachtet worden, dass Grundseen in 20—25 m Wassertiefe auf dem Schiffsdeck häufig Sand zurückgelassen haben.

Die Einwirkung gewisser äusserer Faktoren, wie z. B. des Windes, auf die Wellenkonstituenten — Fortpflanzungs- und Orbitalgeschwindigkeit, Periode, Wellenhöhe und Wellenlänge etc. — ist im Prinzip bekannt. Man hat auch versucht, zahlenmässige Beziehungen zwischen gewissen äusseren Faktoren und den Wellenkonstituenten festzustellen. Zuverlässige und unzweideutige Daten wurden aber in dieser Hinsicht nicht erreicht. Am meisten studiert und am besten bekannt ist doch die Einwirkung äusserer Faktoren auf die Wellenhöhe. Diese ist ausser von der Windgeschwindigkeit und der Zeitdauer der Windwirkung auch von der Entfernung der nächsten Luvküste — der bestrichenen Windbahn, dem Seeraum oder der Streichlänge — abhängig. Es sind viele Formeln zur Berechnung der Wellenhöhe unter Berücksichtigung eines oder mehrerer der genannten Faktoren ausgearbeitet worden (Stevenson, Boergen u. a.). Es lässt sich aber von keiner dieser Formeln behaupten, dass sie unbegrenzt anwendbar sei. So beachtet die bekannte empirische Gleichung Stevensons (Wellenhöhe $= c\sqrt{\text{Streichlänge}}$; c = ein Koeffizient, Streichlänge in

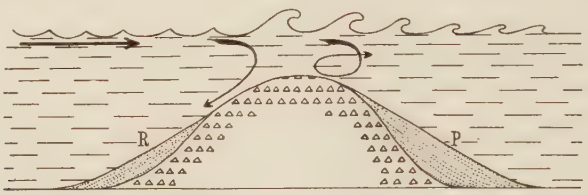


Fig. 10. Abtragung eines Mineralkorndepots durch Grundseen. P = Progradationssedimente. R = Regradationssedimente. Vgl. Text S. 41.

Seemeilen) nicht die Einwirkung der Windstärke und auch nicht die der Zeitdauer der Windwirkung auf die Wellenhöhe. Auch gegen die unter Berücksichtigung sämtlicher genannter Faktoren erzielten Formeln lassen sich Einwände erheben, vor allem weil gewisse in den Formeln enthaltene Konstanten nicht hinreichend sicher begründet sind. Theoretische und empirische Untersuchungen über die Wirkung der erwähnten Faktoren auf die Wellenhöhe haben auch nicht zu einem übereinstimmenden Ergebnis geführt.

Man hat auch nach einer Beziehung zwischen Windstärke und Wellengeschwindigkeit gesucht. Das Verhältnis zwischen der Geschwindigkeit des Windes und der der Wellen ist variabel. So ist die Windgeschwindigkeit grösser als die Fortpflanzungsgeschwindigkeit junger Seen, umgekehrt dagegen bei ausgewachsenen Seen. Dies lässt sich dadurch leicht erklären, dass die dem Wellensystem durch stetigen Wind zugeführte Energie allmählich anwächst. Nachdem die Wellen aber ihre maximale Höhe erreicht haben (vgl. unten), nimmt, wie unten erwähnt, die Wellenlänge zu; dies gilt auch von der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen.

Aus obigem dürfte hervorgegangen sein, dass sich bedeutende Schwierigkeiten finden, die Einwirkung äusserer Faktoren auf die Wellendimensionen schon in offener See rechnerisch zu bestimmen. Es ist aber in der Literatur vielmals hervorgehoben worden, dass die Einführung des Begriffes Wellenenergie viele Unsicherheitsmomente ausschalten würde. Die hier in Betracht kommenden Wellen empfangen bekanntlich ihre Energie ausschliesslich vom Winde; die lebendige Kraft des Windes wird direkt in Wellenenergie übertragen. Die einer Wassermasse auf diese Weise zugeführte Totalenergie lässt sich berechnen, ebenso die Verteilung der Energie nach der Tiefe hin. Ein konstanter Wind

veranlasst also einen konstanten Energiezuwachs der Wellen, was zur Folge hat, dass die Wellen nach und nach immer grössere Wasservolumina einschliessen. Dabei wächst die Wellenhöhe mit der Quadratwurzel der zugeführten Wellenenergie, die Wellenlänge aber direkt mit dieser. Nach KRÜMMELS Auffassung würden die angestellten Beobachtungen zeigen, dass die Wellenhöhe nur bis zu einem gewissen Grenzwert anwachsen kann (1911, S. 78). Dies bedeutet also, dass unter fortgesetzter Zufuhr von Wellenenergie die Wellenlänge nach Erreichung dieser Grenze nicht bloss fortlaufend zunehmen, sondern sogar schneller wachsen würde als vor Erreichung der maximalen Wellenhöhe. In Übereinstimmung mit dem gesetzmässigen Zusammenhang zwischen den eine Wellenbewegung konstituierenden Erscheinungen lässt sich u. a. die Orbitalgeschwindigkeit sowohl an der Wasseroberfläche als in verschiedener Tiefe errechnen, sowie die Abnahme von den Achsen der Orbitalbahn nach der Tiefe hin.

In den zwecks Berechnung der totalen Wellenenergie in den Handbüchern (z. B. KRÜMMEL 1911, S. 11 und LAMB 1932, S. 433) angeführten Formeln sind u. a. die Faktoren für Wellenlänge und Wellenhöhe miteinbegriffen. Wie oben hervorgehoben wurde, lässt sich der Wert für Wellenhöhe und -länge nicht einwandfrei auf der Grundlage von Beobachtungen über Windstärke, Winddauer und Streichlänge errechnen, sondern man hat von direkten Messungen der Wellenlänge und -höhe auszugehen, was also in gewissem Mass die Anwendbarkeit der Formeln herabsetzt. Nichtsdestoweniger ist das Prinzip von sehr grosser Bedeutung, sowohl theoretischer als praktischer.

Beim Übergang der Wellen von offener See zu einem Küstengebiet findet eine Umformung des Wellentyps statt. Hierbei ändert sich die Form der Wellen von Drei- zu Zweidimensionalität; die Kreuzsee des offenen Meeres geht in langkämmige, mit der Küste parallele Wellen über. Die Wellendimensionen erleiden mit abnehmender Tiefe u. a. solche, Brandung hervorrufende Veränderungen, wie verkürzte Wellenlänge und gesteigerte Wellenhöhe, doch vermindert sich hierbei die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen. Aus KRÜMMELS Erörterungen (op. cit. S. 107 f.) geht hervor, dass die Orbitalgeschwindigkeit bei einer Veränderung der ebengenannten Art zunimmt, ebenso dass die Amplituden der horizontalen Ausschläge der Wasserteilchen am Grunde anwachsen; diese Erscheinungen müssen für Abtragungsprozesse ins Gewicht fallen.

Von besonderer Bedeutung in dieser Hinsicht ist die Steigerung der Wellenhöhe beim Eintritt der Wellen in ein Schärengebiet, zumal die Arbeitstiefe der Wellen zunächst von der Höhe abhängig ist. Mit abnehmender Tiefe soll die Wellenhöhe umgekehrt proportional zur 4. Wurzel aus der Wassertiefe wachsen — also ziemlich langsam. Eine Abnahme der Beckenbreite soll dagegen eine verhältnismässig stärkere Vergrösserung der Wellenhöhe im Gefolge haben; sie wächst umgekehrt proportional zur Quadratwurzel der Beckenbreite (KRÜMMEL 1911, S. 106). — Es ist offenbar, dass in einem Schärengebiet noch grössere Schwierigkeiten als in offener See vorliegen, rechnerisch zuverlässige Daten über die Einwirkung äusserer Faktoren auf die Wellendimensionen zu erhalten.

Wellendynamik Nord-Bohusläns. Aus dem gesagten — und mit Beachtung topographischer Verhältnisse — kann über die Wellendynamik Nord-Bohusläns besonders folgendes geschlossen werden.

1. Die grössten und morphogenetisch tätigsten Wellen sind zufolge des Vorhandenseins eines grossen Seeraumes nach W hin landwärts gerichtet. Von den Landwinden können nur ganz eng begrenzte Wasser-

flächen bestrichen werden, denn die Felsplateaus (vgl. S. 16) erheben sich ziemlich gleichmässig nach O zu. Meerwärts wehender Wind kann freilich sehr intensiv blasen (Fig. 11), bildet aber niemals bedeutendere Wellen, sondern nur kurze Kabbelseen ohne grössere Arbeitsleistung und -tiefe. Die lebendige Energie des meerwärts wehenden Windes wird hauptsächlich zur Erzeugung von Wellen verbraucht; bei der Bewegung landwärts gerichteter, in offener See entstandener Wellen über grosse Meeresstrecken hinweg kann aber dem Wellensystem unaufhörlich Windenergie zugeführt werden, was die schon vorhandene Wellenenergie vermehrt — die innere Reibung des Wassers ist so unbedeutend, dass sie nur wenig von der zugeführten Energie verbraucht. Die Akkumulation von Wellenenergie kommt darin zum Ausdruck, dass die aus der Nordsee gegen das bohuslänische Schärengebiet einrollenden »Tiefseewellen« beträchtliche Vergrösserung sowohl der Wellenlänge als der Fortpflanzungsgeschwindigkeit sowie auch der Wellenhöhe erfahren können. Dazu steigert sich die Orbitalgeschwindigkeit und das Tätigkeitsgebiet vergrössert sich gegen die Tiefe hin.

2. Infolge verhältnismässig unbedeutender Tiefe und geringerer Beckenbreiten des nordbohuslänischen Schärengebiets können die aus offener See kommenden Wellen in den parallel der Wellenrichtung liegenden Sunden grössere Höhe, kürzere Länge, gesteigerte Orbitalgeschwindigkeit und grössere horizontale Ausschläge der Wasserteilchen am Grunde erhalten, was alles die morphogenetische Kraft der Wellen erhöht.

3. Die gesetzmässig verteilten, stufenähnlichen Felsplateaus mit Mineralkorndepots auf der Oberfläche veranlassen die Entstehung der besonders abtragungsfähigen Grundseen, wodurch die Abtragung der genannten Mineralkorndepots schon in grosser Tiefe einsetzen kann.

4. Besondere Möglichkeiten zur Entstehung von Klippenbrandung liegen an dieser steilen Felsenküste vor. Vor allem die auf der SW-Seite der Felsplateaus vorhandenen, subglazial angereicherten Ablagerungen werden durch Klippenbrandung abgebaut.

Strömungen (Allgemeines). Die Schwierigkeiten, die morphologische Arbeit der Wellen festzustellen, können dadurch vergrössert werden, dass die Tätigkeit der Wellen von derjenigen der Meeresströmungen praktisch nicht immer unterschieden werden kann. Die Strömungen sind wie die Wellen sowohl für die Abtragung als auch für die Sedimentverfrachtung von grösster Bedeutung. In besonderen Fällen sind sie auch bei der Aufschüttung tätig (Standwirbelströmungen).

Der strömenden Bewegung des Wassers liegen physikalische Ursachen zugrunde. Ein Strom kann durch Unterschiede der örtlichen Dichte des Wassers — also durch im Wasser selbst vorhandene Ursachen — hervorgerufen werden. Die örtlich verschiedene Dichte des Meereswassers hängt vor allem vom Salzgehalt, aber auch von der Temperatur ab. Andererseits setzen sich äussere Kräfte — der Wind und der Luftdruck — in strömende Wasserbewegung um. Diese Erzeuger der Bewegungsenergie des Wassers werden als aktive oder pri-

märe Stromkonstituenten betrachtet. Die sekundären Stromkonstituenten bewirken Umgestaltungen schon vorhandener Strombewegungen. So verändern sich Stromgeschwindigkeit und Stromrichtung durch sowohl innere wie äussere Reibung des Wassers, ferner durch die Bodenkonfiguration und die Drehung der Erde um ihre Achse.

Der Wind erzeugt zwei Arten von Strömen: Triftströme und Stau- oder Gradientströme. Die erstere Art entsteht teils durch Reibung zwischen Wind und Wasseroberfläche und teils durch Winddruck gegen die Wellen; die letztere wird gebildet, wenn ein Winkel zwischen der Meeresoberfläche und der Horizontalebene vorhanden ist. Die Wassermassen können ausser durch Wind auch infolge örtlich verschiedenen Luftdrucks gestaut werden.

Der reine Triftstrom und der Staustrom kommen in der Regel zusammen vor; sie bilden einen Elementarstrom. Ist die Wassertiefe grösser als die obere und untere Reibungstiefe[1] zusammengenommen, können in homogenem Wasser drei übereinanderliegende Stromschichten entstehen: zuoberst der Oberflächenstrom und zuunterst der Gradientstrom, der aus einem Bodenstrom und einem darüberfliessenden sog. Tiefenstrom besteht. Die Mächtigkeit des Tiefenstromes hängt von der Wassertiefe, sowie von der Mächtigkeit der Oberflächen- und Bodenströme ab.

Jeder Strom ist einer gewissen Ablenkung unterworfen, die durch die Erdrotation hervorgerufen wird, aber von der geographischen Breite unabhängig sein soll. Die Richtung des vom Wind erzeugten Triftstroms beträgt an der Oberfläche etwa 45° (nach neueren Angaben 49,1° [Defant 1929, S. 70]) *cum sole* von der Windrichtung. Mit wachsender Tiefe nimmt der Winkel zu; in der Reibungstiefe ist die Stromrichtung der Richtung des oberflächlichen Triftstroms gerade entgegengesetzt. In seichterem Wasser ist indessen, wie aus Abb. 25 bei Defant 1929 hervorgeht, die Ablenkung bei weitem nicht so erheblich: dort können Wind- und Stromrichtung fast identisch sein. Bei grosser Windstärke wird die Ablenkung ebenfalls geringer (Witting 1909, S. 202). — Die Ablenkung des Gradientstroms ist bei dem Tiefenstrom und dem Bodenstrom verschiedenartig. Der erstere fliesst im ganzen 90° *cum sole* von der Richtung des Druckgradienten; der letztere besitzt immer eine Komponente in der Richtung des Druckgradienten.

Die Geschwindigkeit des Triftstroms und diejenige des Gradientstroms lassen sich berechnen. Die erstgenannte ist eine Funktion der Windstärke und der geographischen Breite, die letztere eine solche des Neigungswinkels der Oberfläche gegen die Horizontalebene und der geographischen Breite. Unter idealen Stromverhältnissen in einem aus homogenem Wasser bestehenden Meer mit einer Tiefe grösser als $D + D^I$ nimmt die Geschwindigkeit des Oberflächenstroms von

[1] Die Reibungstiefe — ein Begriff von fundamentaler Bedeutung in der Theorie der Meeresströme — stellt die Tiefe dar, in der die Stromgeschwindigkeit so unbedeutend wird, dass sie vernachlässigt werden kann (1/23 der Geschwindigkeit der Stromgeschwindigkeit an der Wasseroberfläche [Defant 1929, S. 77]). Die obere Reibungstiefe (D) ist also ein willkürlich gewähltes Mass für die Tiefe des reinen Triftstroms. (Nach neueren Untersuchungen soll die Bewegung eines reinen Triftstroms in der Tiefe 1,25 D völlig aufhören [op. cit. S. 70]; die Stromgeschwindigkeit nimmt also nicht in geometrischer Progression gegen die Tiefe ab, um in unendlicher Tiefe = 0 zu werden, wie sich Ekman beim Aufstellen des Begriffs der Reibungstiefe vorstellte.) Die Reibungstiefe lässt sich mit Hilfe der bekannten einfachen Formel $D = 600\ v$ berechnen (v = die Schnelligkeit des Oberflächenstroms in cm/sek; Windstärke > 3 Beaufort).

Die untere Reibungstiefe (D^I) bildet die Mächtigkeit des Bodenstroms.

der Oberfläche nach D ab, beim Bodenstrom von D^1 zum Boden hin, während die Stromgeschwindigkeit in allen Teilen des Tiefenstroms konstant ist.

Im Meere werden aber derartige ideale Stromverhältnisse mehr oder weniger durch abweichende und interferierende Strombewegungen verwischt. Wir können in diesem Zusammenhang von den, u. a. infolge örtlich verschiedener Salinitäts- und Temperaturverhältnisse entstandenen Konvektionsströmen absehen und statt dessen die Strombewegungen betrachten, die durch die Konfiguration des Bodens entstehen, da diese unter sedimentologischem Gesichtspunkt von weitaus grösserer Bedeutung sind.

Einleitungsweise muss auf die Bewegungsart des strömenden Wassers kurz hingedeutet werden. Nur bei geringer, unter der sog. kritischen Geschwindigkeit liegenden Schnelligkeit und zwar in völlig glatten Kapillarröhren fliesst das Wasser laminar. Wenn diese Bedingungen nicht erfüllt werden, strömt das Wasser, u. a. infolge innerer Reibung und äusserer Grenzflächenreibung, unter Turbulenzbewegungen vorwärts. Dies veranlasst einen gewissen Energieverlust. Ganz besonders in einem Schärengebiet finden sich Voraussetzungen für die Entstehung gut entwickelter Turbulenzbewegungen. Die Stromgeschwindigkeit muss indessen hier durch die starke äussere Grenzflächenreibung beträchtlich an Energie und Geschwindigkeit verlieren.

Das Abtragungsvermögen des Stroms ist insbesondre von diesen unregelmässigen, turbulenten Partialströmungen abhängig. Das Aufschüttungsvermögen des Stroms hat u. a. seinen Grund in der Entstehung von Standwirbelströmungen. Nicht zum wenigstens in den zahlreichen Wirbelräumen eines Schärengebiets, liegen ausserordentliche Möglichkeiten für die Entstehung solcher Strömungen vor.

Die Wirbelströme gehören zu den sog. Kompensationsströmen, d. h. den Strömen, die infolge der Kontinuitätsgleichung des Wassers die Wassermenge ersetzen, die ein Hauptstrom wegführt. Diese Ersatzströmungen können Wasser teils von unten und teils von den Seiten herbeiführen. Der Übertritt des Wassers aus dem Wirbelstrom in den Hauptstrom kann mehr oder weniger umfangreich sein; es dürfte sogar vorkommen können, dass ein derartiger Wasserübertritt bei gewissen der zu einem Hauptstrom gehörenden Wirbelströme völlig ausbleibt (vgl. Defant 1929, S. 54).

Wirbelströme können teils hinter horizontalen Hindernissen entstehen, z. B. einer Landzunge, und teils hinter vertikalen, z. B. einer unterseeischen Schwelle; im folgenden werden die ersteren als horizontale und die letzteren als vertikale Standwirbel benannt. Die erstere Art ist Gegenstand umfassender Untersuchungen und Messungen gewesen, z. B. im Bosporus und in den Dardanellen (Merz-Moller 1928). Die letztere hat bei weitem nicht das gleiche Interesse geweckt, und doch ist sie für die Deponierung leichter mobilisierbarer Partikel von grösster Bedeutung. Diese Frage soll weiter unten (S. 70 f.) näher beleuchtet werden.

Ein biologisch sehr wichtiger Kompensationsstrom ist der sog. Reaktionsstrom. Er entsteht als Ersatzstrom beim Ausfluss von Süsswasserströmen ins Meer. Das einmündende Süsswasser fliesst ausserhalb der Flussmündung infolge seines gegenüber dem Meerwasser niedrigeren spezifischen Gewichts als Oberflächenstrom weiter. Dieser erzeugt einen Reaktionsstrom von Salzwasser, der längs des Bodens fliesst und nach der Flussmündung gerichtet ist; er greift sogar als ein Keil salzhaltigen Bodenwassers ein Stück in diese hinein.

Identische Stromverhältnisse entstehen bei der Eisschmelze im Meere. Das Schmelzwasser wird von dem schmelzenden Eis in Form eines Oberflächenstroms abgeleitet, der einen gegen das Eis gerichteten tiefer fliessenden Reaktions-

strom hervorruft, der sich — falls das Eis fliesst — unter dem Eise fortsetzen kann. Die Isohalinen grösserer Salinität sind dort sehr dicht zusammengedrängt (vgl. SANDSTRÖM 1905, Taf. V, Fig. 7). Die Wirkung der durch Eisschmelzströme hervorgerufenen Reaktionsströme kann bei Landeis mit Eisfront im Meere sich zur Wirkung der Strombewegungen addieren, die am Eisrande durch das hier ausmündende Gletscherwasser entstehen. Das in der Nähe von Gletschern erstaunlich reiche marine Tierleben hat wahrscheinlich seinen Grund in Reaktionsströmen mit hoher Salinität und reichlichem Nahrungsgehalt. — Besonders wenn grosse Wassermengen in Gebieten mit tiefen Fjordrinnen ausmünden, durch die sog. Ozeanwasser (mit ca. 35 ‰ Salzgehalt und besonderer, reicher Planktonfauna) als Reaktionsströme unter lebhafter Strömung eingesogen werden kann, muss sich bei der Ausfluss-Stelle ein reiches Tierleben entwickeln können. Es kann vorausgesetzt werden, dass kräftig entwickelte spätglaziale Reaktionsströme an Stellen mit reichlichen Resten von besonderen subfossilen Faunen entstanden, wie um Uddevalla und in Halland, wohin Fjordrinnen salzhaltige, planktonreiche Unterströme haben leiten können (vgl. S. 320). — Reaktionsströme können verursachen, dass Tierarten in bedeutend höheren Niveaus vorkommen können als denen, in welchen sie im offenen Meer gewöhnlich auftreten.

Unter den Gradientströmen scheint der als Sogstrom bezeichneten Art ein gewisses sedimentologisch-morphogenetisches Gewicht beizumessen zu sein.[1] Dieser Strom entsteht durch Wasserstauung am Strande durch die Tätigkeit gewöhnlich brandender Wellen; er ist seewärts gerichtet. Die Bedeutung des Sogstroms für die Ausformung der Morphologie flacher Gestade ist u. a. von AHLMANN (1914) besprochen worden. Der bei Klippenbrandung entstehenden Sogströmung dürfte unter gewissen Umständen auch morphogenetische Tätigkeit zugeschrieben werden können. Dieser im Vergleich zur fortschreitenden Wellenfront abwärts-rückwärtsgerichtete Strom wirkt gemeinsam mit der bei der Klippenbrandung erzeugten abwärtsgerichteten Kraftkomponente (S. 41). Bei Addierung zu Gravitationsbewegungen können auf diese Weise bedeutende Energimengen zusammenwirken und abtragende Tätigkeit ausüben.

Strömungen Bohusläns. Die Stromverhältnisse der schwedischen Westküste stehen in grossem Umfang teils unter dem Einfluss des Wasseraustausches zwischen der Ostsee und dem Weltmeere und teils unter dem des sog. Jütländischen Stroms. Beim Wasseraustausch fliesst durch die Belte und den Öresund Ostseewasser (10–12 ‰ Salzgehalt) als Oberflächenstrom nach N, während ein salzigerer Bodenstrom nach S fliesst. Zwischen diesen beiden Strömen findet ein gegenseitiger Wasseraustausch statt. Ein grosser Teil des Wassers des Bodenstroms wird vom Oberflächenstrom mitgerissen und auf diese Weise zum Meer zurückbefördert. Der ausfliessende Strom, der sog. Baltische Strom, setzt sich durch das Kattegatt nach dem Skagerrak fort. Dort begegnet dieser Brackwasserstrom dem sog. Jütländischen Strom. Dieser ist ein Oberflächenstrom mit salzigem Wasser (30–34 ‰, hauptsächlich sog. südliches Bankwasser) und kommt längs der Westküste Jütlands aus der Nordsee. Nachdem der Hauptzweig dieses Stromes Skagen passiert und sich mit dem Baltischen Strom vereinigt hat,

[1] Vgl. BARTH–CORRENS–ESKOLA 1939 (S. 144).

fliessen sie als gemeinsamer Strom längs der Küste Bohusläns weiter. Letzterer schwenkt ausserhalb der Mündung des Oslofjordes nach W ab und folgt dann der norwegischen Küste bis jenseits Lindesnaes.

Der Salzgehalt dieses Küstenstroms steigt allmählich an, so dass er schliesslich 32 ‰ beträgt; in Nord-Bohuslän ist er 25–30 ‰. — In der Mitte des Skagerraks ist 35 ‰-Wasser (Ozeanwasser) in ca. 40 m Tiefe anzutreffen; das 30–32 ‰-Wasser der Oberflächenschicht ist scharf von den unteren salzhaltigeren Schichten getrennt. Die 35 ‰-Isohaline sinkt in der Richtung zur Küste hin, so dass die 35 ‰-Schicht hier in 100–150 m Tiefe liegt (EKMAN 1935, S. 151).

Die Geschwindigkeit der vereinigten Ströme kann unter besonderen Umständen ungemein gross sein. So gibt EKMAN an (1935, S. 150), dass sie sich ausserhalb der Küste Bohusläns auf 65 km am Tage belaufen kann, d. h. 150,5 cm/sek. (MALMBERG und PETTERSSON 1903, S. 2, schätzen die Stromgeschwindigkeit zwischen Vinga und Pater noster [Süd-Bohuslän] auf maximal 5–6 engl. Meilen/Stunde, d. h. 222—269 cm/sek).

Der Baltische Strom ist jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen, und zwar je nach der Wasserzufuhr aus der Ostsee, die nach O. PETTERSSON (1908, S. 4 f.) von Gezeitenwasserbewegungen abhängt; diese Wasserzufuhr ist am grössten während des Frühjahrs und am geringsten im Spätwinter. Der Baltische Strom ist ausserdem ebenso wie der Jütländische Strom von Winden und örtlich verschiedenen Luftdruckverhältnissen abhängig. Deshalb hat er nicht stetig die oben angedeutete Richtung. Bei z. B. östlichem Wind und hohem Luftdruck im S-Teil des Ostseegebiets kann der Strom nach W an Skagen vorbei treiben. Dies bewirkt Auftrift von kaltem Ozeanwasser an der Küste Bohusläns (MALMBERG und PETTERSSON 1903, S. 1). Wenn anhaltender und kräftiger W- bis N- Wind mit niedrigem Luftdruck über der südlichen Ostsee vereinigt ist, kann der Strom sogar südwärts abbiegen (RICHTER 1936, S. 50). Dabei wird kaltes, sog. nördliches Bankwasser von den norwegischen Küstenbänken mitgeführt. Bei kräftigem W-Wind kann der in der Regel nach W fliessende Strom längs der norwegischen Südküste ostwärts gezwungen werden.

Die Kraftquelle, aus welcher der bei weitem grössere Teil der für die Entstehung der Wellen und Strömungen sowie ihren Fortbestand notwendigen Energie stammt, ist der Wind. Die theoretischen und praktischen Versuche, die Erforschung des gesetzmässigen Zusammenhangs zwischen Windstärke sowie -dauer und Grösse der Wellenkonstituenten an der Meeresoberfläche sowie in verschiedenen Tiefen, wie auch der Beziehungen von Windgeschwindigkeit und Richtung der winderzeugten Ströme sowie ihrer Stärke sowohl an der Oberfläche als auch gegen die Tiefe hin, haben in der Entdeckung unerhört bedeutungsvoller Gesetze über die Einwirkung anemogener Kräfte auf Wellen- und Strombildung resultiert. Laufende

Windobservationen müssen daher wichtige Aufschlüsse nicht nur über Wind- sondern auch über Wellen- und Strombewegungen eines Gebietes geben können; doch ist bei Zugrundelegung der Messungsergebnisse für wellen- und strömungsdynamische Schlussfolgerungen auf Lage und Ausdehnung des Seeraums sowie auf die vorhandene Küstenkonfiguration zu achten.

In Fig. 11 sind einige laufende Windobservationen in Nord-Bohuslän zusammengestellt. Die Beobachtungsstellen sind Strömstad, Leuchtturm Väderöbod (etwa 16 km W Fjällbacka) und Leuchtturm Hållö (etwa 15 km WNW Lysekil); Daten der Tagebücher des Meteorologischen Bureaus.[1]

Die graphische Darstellung der Windstärke und -richtung ist auf täglichen, um 8 Uhr gemachten Beobachtungen begründet. — Die Windgeschwindigkeit ist in Strömstad unter Zugrundelegung einer 6-gradigen Skala, auf Väderöbod einer anfänglich 12-gradigen gemessen worden. Seitdem ist man hier zu Messungen mit dem Anemometer übergegangen; zur unmittelbaren Vergleichung mit schon vorhandenen Daten wurden die Angaben auf das genannte System umgerechnet. Auf Hållö wurde während der gesamten Beobachtungszeit mit dem Anemometer gemessen; zum unmittelbaren Vergleich mit den Observationen auf Väderöbod sind die Messungen in eine 12-gradige Skala umgerechnet worden.

In der graphischen Darstellung wird die Windstärke durch die Breite der Säulen, die Frequenz durch ihre Länge dargestellt.

Aus dieser Darstellung ist zu erkennen, dass W- und SW-Winde höherer Windstärke an allen Observationsplätzen überwiegen, jedoch nicht so ausgeprägt, wie zu erwarten wäre; im allgemeinen bekommt man ja den Eindruck, dass die Seewinde an der Westküste gegenüber den Landwinden sowohl an Kraft wie an Frequenz überwiegen. Diese subjektive Auffassung hat sicherlich ihren Grund in einer Verwechslung der Richtung und Stärke der Winde mit derjenigen der Wellen. Letztere, wenn sie landwärts gerichtet sind, haben nämlich dort eine wesentlich grössere Frequenz und Stärke, als seewärts gerichtete (vgl. S. 44). Die Grösse der Wellenenergie ist also nicht völlig zur Genüge durch das Diagramm über Windverteilung und -stärke innerhalb eines Litoralgebietes, wie des hier vorliegenden, veranschaulicht. Dies ist besonders da klar verständlich, wo bedeutende Mengen von weitab erzeugter Wellenenergie vom Meere aus, ohne das geringste Vorkommen von Wind im Litoralgebiet, zugeführt werden können, und zwar als Dünung. Letztere kann u. a. Grundseen verursachen, die, wie schon dargelegt wurde, morphogenetische Tätigkeit ausüben können.

Hinsichtlich Verteilung und Stärke übriger Winde in Nord-Bohuslän, sei hinzugefügt, dass S- und N-Winde eine beachtliche Frequenz und Stärke haben. Erstere beschleunigen den bohuslänischen Küstenstrom, letztere

[1] An dieser Stelle möchte ich Herrn Fil. Dr. A. Ångström, der mir die meteorologischen Tagebücher zur Verfügung gestellt hat, für seine Liebenswürdigkeit meinen besten Dank aussprechen.

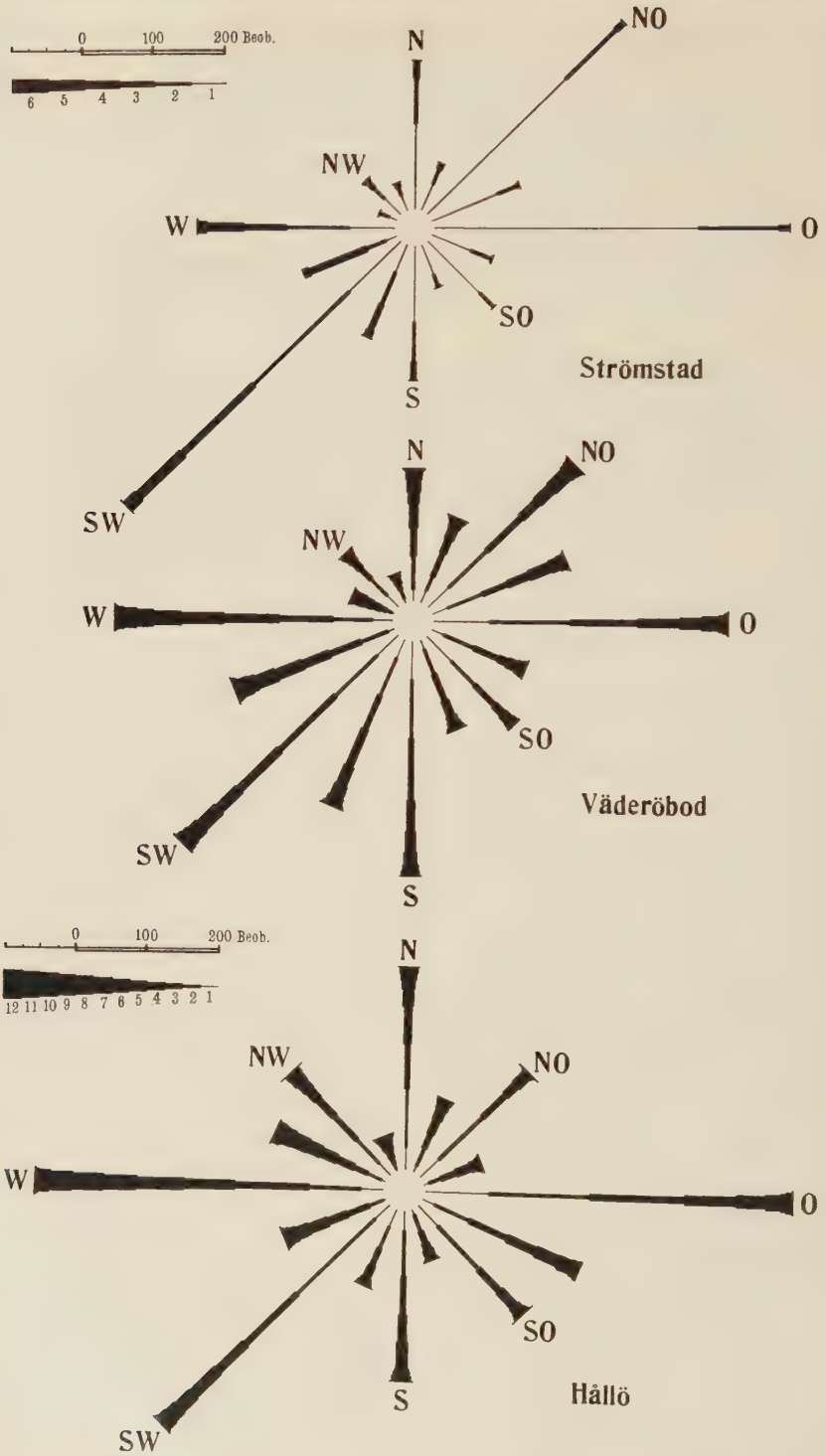


Fig. 11. Richtung, Frequenz und Stärke der Winde an 3 Beobachtungsstellen in Nord-Bohuslän (1916–1925). Windgeschwindigkeit in 6- bzw. 12-gradiger Skala. (Vgl. Text S. 49 f.)

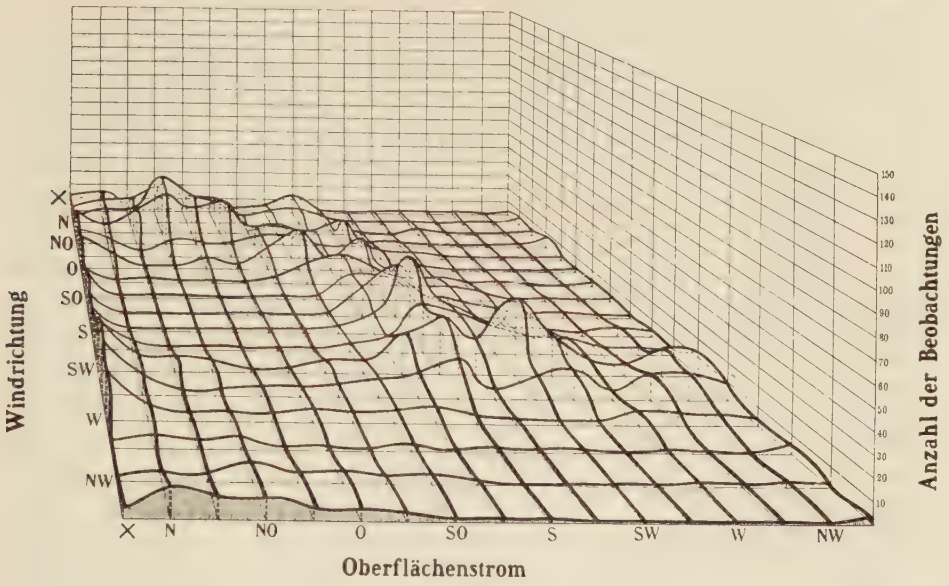


Fig. 12. Verhältnis der Wind- zur Oberflächenstromrichtung. Feuerschiff Grisbådarne (1923—1929). Vgl. Text S. 52 f. × = Windstil e.

vermindern seine Schnelligkeit, ja, bei vereinter Wirkung gewisser Umstände halten sie die Strömung ganz auf oder zwingen sie in eine der normalen entgegengesetzte Richtung (S. 48).

Ein Vergleich der Windverteilung an den 3 Observationsplätzen zeigt u. a. ein Vorherrschen von W-Winden an dem südlichsten, nach W frei

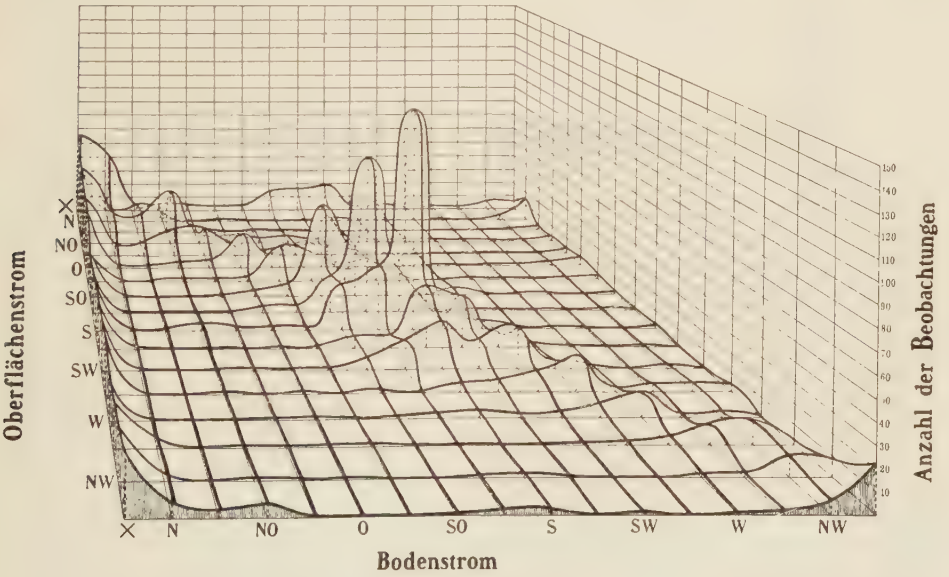


Fig. 13. Verhältnis der Oberflächenstrom- zur Bodenstromrichtung. Feuerschiff Grisbådarne (1923–1929). Vgl. Text S. 52 f. × = Windstille.

liegenden (Hällö) und ein starkes Übergewicht der SW-Winde an dem nördlichsten Platz (Strömstad); die Windverteilung auf Väderöbod (ca. 50 km NW Hällö und ca. 90 km SSW Strömstad) ist als intermediär anzusehen. Die gegen N zunehmende Frequenz der SW-Winde auf Kosten der westlichen scheint mir damit zusammen zu hängen, dass die dort gelegenen Beobachtungsstellen auf der Leeseite des norwegischen Sörlandes liegen und dass die W-Winde daher gezwungen werden, nach NO abzubiegen.

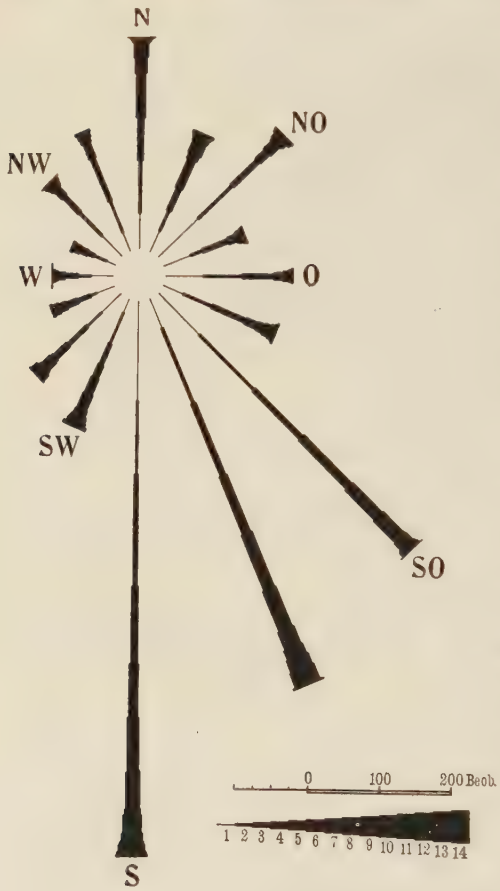


Fig. 14. Richtung, Frequenz- und Schnelligkeitsverteilung der Bodenströme. Feuerschiff Grisbådarne (1923–1929). Angaben über Stromrichtungen wie NzO sind zu N gezogen. Entsprechende Daten sind demgemäss in den zunächst *contra solem* stehenden Himmelsrichtungen der nächst höheren Ordnung eingerechnet. 1 = 1—10, 2 = 11—20 cm/sek usw.

Observationen und Messungen der Wellenbewegungen in den Schären Bohusläns sind meines Wissens überhaupt nicht ausgeführt worden; vereinzelte Strömungsmessungen sind aber angestellt worden. Die Strömungsmessungen sind grösstenteils in der äusseren Zone der Küste vorgenommen worden; jedoch liegen auch Messungsberichte von Fjorden und Sunden vor, wo recht bedeutende Strömungsgeschwindigkeiten beobachtet wurden. So gibt GISLÉN (1929, S. 115) eine Schnelligkeit der Oberflächenströmung im Svanesund (zwischen Tjörn und Festland) von 73 cm/sek und der dortigen Bodenströmung (26 m Tiefe) von 69 cm/sek an.

An Bord des Feuerschiffes Grisbådarne[1] wurden fortlaufende Beobachtungen u. a. über die Geschwindigkeit und Richtung des Windes, sowie des Oberflächen- und Bodenstroms (40 m Tiefe) vom 1. April 1923 bis zum 11. Oktober 1929 täglich um 8^h angestellt (Svenska hydrografisk-biologiska kommisssionens fyrskeppsundersökning 1923–1929). Beobachtungen über Wind und Oberflächenstrom sind in Fig. 12 wiedergegeben, woraus hervorgeht, dass ihre Richtung[2] sehr oft zusammenfällt

[1] Das Feuerschiff lag in offener See etwa 10 km W von den äussersten Schären den Koster-Inseln.

[2] Stromrichtung ist die Richtung, woraus der Strom fliesst.

oder dass der Unterschied $< 45°$ ist. Meist fallen S- und SW-Winde und -Strömungen zusammen. Wie aus der graphischen Darstellung hervorgeht, kann aber der Unterschied zeitweise erheblich $> 45°$ sein — sogar 180°. — Die Richtung des Oberflächen- und des Bodenstromes fällt in sehr vielen Fällen zusammen, besonders betr. der Richtungen S, SW und SO (Fig. 13). Die hohe Frequenz der von S–SO kommenden Strömen wird wie erwähnt von dem bohuslänischen Küstenstrom hervorgerufen.

Die Geschwindigkeit sowohl des Oberflächen- als auch des Bodenstroms kann erheblich sein, sogar 130–140 cm sek. Fig. 15 zeigt, dass die Übereinstimmung zwischen der Schnelligkeitsverteilung dieser Ströme — mit Ausnahme geringerer Stromgeschwindigkeit — besonders auffällig ist. Geschwindigkeiten des Bodenstroms > 70 cm/sek werden zum allergrössten Teil von Strömen aus dem Sektor SO-SW hervorgerufen; aus dem Sektor SW-N kommen 4,5 % und aus dem Sektor SO-N 13,5 %.

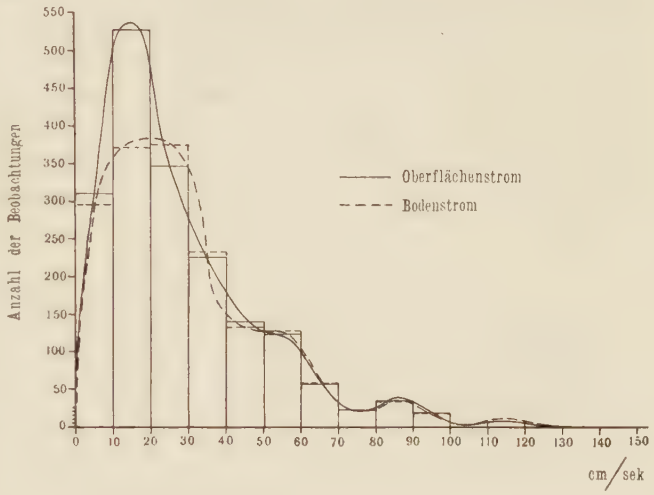


Fig. 15. Schnelligkeitsverteilung des Oberflächen- und des Bodenstromes. Feuerschiff Grisbådarne (1923–1929).

Die oben besprochenen allgemeinen Züge der Meereswellen und -strömungen können wie Beobachtungen und Messungen obenstehender Art nichts als Fingerweise zu der submarinen morphogenetischen Tätigkeit dieser Agentien geben, falls sie nicht mit direkten Untersuchungen dabei auftretender Abtragungs-, Verfrachtungs- und Aufschüttungsvorgänge kombiniert werden. In dem hier in Betracht kommenden Gebiet mit regelmässig verteilten Mineralkorndepots, Produktionsplätzen biogener Partikel, Verfrachtungswegen und Aufschüttungsstellen müssen sich zur Untersuchung geeignete Stellen leicht auswählen lassen. Leider hat sich mir selbst nicht die Möglichkeit zu einer derartigen hydrologisch-sedimentologischen Untersuchung geboten. Dazu braucht man zunächst eine spezielle Apparatur, die so konstruiert sein muss, dass sie den gewaltigen, bei schwerstem Sturm und stärkster Strömung herrschenden Kräften widerstehen kann; gerade bei diesen Gelegenheiten setzen die morphologisch bedeutungsvollsten Vorgänge ein. Es ist von grösster Wichtigkeit zu erfahren, welches Ausmass

die Maximalkräfte haben können und welcher Erosions- und Transportleistungen sie fähig sind. Die bisher konstruierten Apparate zur Messung der Geschwindigkeit des Wassers sind aber — nach meinen Erkundigungen in ozeanographischen Fachkreisen — allzu empfindlich gegen solche Belastungen. Ausser hinreichend widerstandsfähiger Messapparatur sind zuverlässige Anordnungen zu ihrer Verankerung oder Anlegung erforderlich. Zum Studium des Transportes von Sediment braucht man eine Apparatur zum Auffangen desselben, welche ebenfalls einer Untersuchung dieser genannten besonderen Art angepasst sein muss. Die Konstruktion derartiger technischer Anordnungen, sowie die Bewachung und Bedienung der Apparatur an einer Reihe von Beobachtungsplätzen stellen ein umfangreicheres Vorhaben dar, als ich mit den mir zu Gebote stehenden Mitteln unternehmen konnte. Es wäre sonst von grösster Bedeutung gewesen, solcherart festzustellen, inwieweit die Abtragungs-, Verfrachtungs- und Aufschüttungsvorgänge, für welche die vorliegende Untersuchung tatsächlich nur Indizien angeben kann, verifiziert werden können.

DIE SCHALENANHÄUFUNGEN.

Normalerweise sind Wasserbewegungen für die Existenz der Meeresbiotopen wegen der Belüftung des Wassers, der Nahrungszufuhr, der Bereitung und Erhaltung günstiger edaphischer Verhältnisse für die Epibiosen usw. lebenswichtig. Besonders heftige Wasserbewegungen können aber die Biozönosen mehr oder weniger zerstören. Dabei ist jedoch die Resistenz der Organismen recht verschieden. Heftige Wasserbewegungen stören manche Organismen ganz und gar nicht, wie z. B. *Patella* u. ä., gewisse Balaniden u. a.; die eher solche Lokalitäten bevorzugen, während z. B. sessile Epibionten mit grazilem Bau wie *Corallina officinalis* durch stark bewegtes Wasser zerstört werden.

Loslösung sessiler Epibionten sowie die Herauswaschung von Endobionten aus ihrem Sediment hat zur Folge, dass solche Organismen danach nicht mehr den Gesetzen des Lebens gehorchen, sondern der Tätigkeit äusserer, vor allem rein mechanisch wirkender Agentien anheimfallen.[1]

[1] Gerüstpartikel unterliegen ausserdem anderen Prozessen wie Dekalzinierung, die aber kaum im Meerwasser Bohusläns stattzufinden scheint, ebensowenig wie irgendwelche Indizien auf eine allgemeine Dekalzinierung während früherer quartärer Meeresperioden in diesem Gebiete hinweisen. Einerseits das Vorhandensein von Humussäuren, Kohlensäureüberschuss und andererseits geringe Salzkonzentration des Wassers (vgl. THOULET 1890) veranlassen nach LUTHER (1909, S. 12 f.) die bedeutende Auflösung von Kalkschalen in der nördlichen Ostsee (vgl. auch HALDEN 1917, S. 181).

Die Gerüstteile der Tiere sind schon im Meerwasser verschiedenen anderen postmortalen Veränderungen ausgesetzt, wie der Verwandlung des Aragonits, aus dem mehrere Molluskenschalen ganz oder teilweise aufgebaut sind, in den beständigeren Kalzit (vgl. BÖGGILD 1930, S. 244 sowie MAYER-WEINECK 1932). Auch die Dolomitisierung

Die Einverleibung organigener Kalkpartikel aus Epibiosen in den Sedimentationsverlauf dürfte jedoch auch ohne die Mitwirkung solcher, die Epibiosen mehr oder weniger zerstörenden Prozesse geschehen. Tatsächlich müssen relativ mässige Wasserbewegungen ein ähnliches Ergebnis hervorrufen können, indem sie die schrittweise absterbenden älteren Teile der Epibiosen wegführen.

Dagegen dürfte die Einverleibung von Endobionten in den Sedimentationsverlauf meistens auf heftige Sedimentabtragung zurückgehen. Die zahlreich vorkommenden Strandanhäufungen von *Mya arenaria*-Schalen[1] dürften z. B. kaum durch allmähliches Absterben der Tiere zustandegekommen sein. In der Oberfläche der Sedimente lebende Kleintierchengemeinschaften (z. B. endobiontische Foraminiferen und Ostracoden) sind natürlich im höchsten Grade der Tätigkeit der den Boden umlagernden Kräfte preisgegeben. Die in gewissen Schalenbänken äusserst zahlreichen Schalen derartiger Formen mussten durch solche Kräfte sehr leicht von ihrer Matrix abgelöst werden, wonach sie, wegen ihres geringen Gewichts und ihrer für den Transport meist sehr geeigneten Form, leicht weggeführt werden konnten.

Sowohl Epi- wie Endobiosen liefern also, obschon in verschieden hohem Grad je nach den Umständen, Material zur biogenen Sedimentationsphase. Der Typus der Biotopen und ihre Lage im Verhältnis zu Plätzen, die die Anhäufung von Nekrozönosen[2] erlauben, sowie ihr Vermögen, biogene resistente Sedimente zu erzeugen, was primär und normal mit ihrer Rüstigkeit und dem von ihnen eingenommenen Areal zusammenhängt, bestimmen die Ausgestaltung der biogenen Sedimentphase.

Das Zustandekommen minerogener Sedimentation beruht dagegen auf der Lage, der Grösse, der granulometrischen Zusammensetzung und dem

scheint nach MÄGDEFRAU (1933) schon im Meerwasser eintreffen zu können (vgl. HESSLAND 1942, S. 40).

Es lässt sich ferner beobachten, dass die ursprüngliche Verteilung gewisser, in den Schalen durch biochemische Prozesse aus dem Meereswasser angereicherter Schwermetalle schon bald nach dem Tode der Tiere sich noch im Meer in einer gewissen Richtung verändert. Darüber soll in einem anderen Zusammenhang berichtet werden.

[1] Dass eine Umlagerung von Bodensedimenten mit nachfolgender Freilegung endobiontischer Tiere auch in relativ grosser Tiefe stattfinden kann, geht u. a. aus der Mitteilung KRÜMMELS (1911, S. 112) hervor, dass die gewöhnlich 20–25 cm tief im Sediment lebende Muschel *Mya truncata* im Magen von Dorschen gefunden worden ist.

[2] Der Limnologe WASMUND hat (1926) den Begriff Thanatozönose = Totengesellschaft aufgestellt, im Gegensatz zu Biozönose = Lebensgesellschaft. Ich benutze aber lieber den Ausdruck Nekrozönose, hauptsächlich aus sprachlichen Gründen (Nekros = Leiche, Thanatos = der abstrakte Begriff Tod), doch auch deshalb, weil der Ausdruck Thanatozönose im Sinne WASMUNDS einen so weiten Umfang hat, dass er alle Totengesellschaften deckt, von der Form der Thanatozönose als einer konservierten Biozönose ohne jegliche allogene Einschläge, bis zu der Form der Anhäufung nach durchgreifenden Umgruppierungs- und Sortierungsprozessen. Die marinen Schalenablagerungen Nord-Bohusläns scheinen, wie früher betont, stets allogene Komponenten zu enthalten.

Konsolidierungsgrad der Mineralkorndepots. Werden besonders grosse Mineralkorndepots in günstiger Verhältnislage zu Plätzen mit Deponierungsmöglichkeiten von erosiven Kräften des Meeres abgebaut, so kann das in rein minerogener Sedimentation während des ganzen Umsedimentierungsprozesses resultieren, d. h. bis das fragliche Gebiet infolge der allgemeinen Landhebung über das Meer gestiegen ist. Solche Verhältnisse lagen doch nicht immer vor. Oft scheint eher ein relativ schnelles Verebben der minerogenen Sedimentation eingetreten zu sein, während stattdessen die biogene zunahm. Diese Verschiebung des gegenseitigen Verhältnisses beruht sicher einerseits auf dem Zusammenschmelzen der minerogenen Depots, aber andererseits auch auf vermehrten Möglichkeiten biogener Sedimentproduktion. Ein Anwachsen der Produktion biogener Sedimente ist u. a. davon verursacht, dass Epibiosen nach Abräumung der die Plateaus deckenden Sedimente erweiterte Existenzmöglichkeiten gefunden haben.

Eine solche allmähliche Verschiebung von ausgeprägter Dominanz minerogener Sedimentation bei Beginn des Ablagerungsprozesses zu einem betonten Übergewicht der biogenen Phase wird durch die Mehrzahl der graphischen Darstellungen über den Sedimentationsverlauf dieser beiden Phasen bei unterseeisch entstandenen Schalenablagerungen Nord-Bohusläns bestätigt.

Die Ausscheidung der Sedimente aus den transportierenden Kräften geschieht entweder so, dass sie ganz und gar aus dem verfrachtenden Medium heraus geraten, d. h. auf einen Strand geworfen werden, oder aber durch ein so starkes Abnehmen der Geschwindigkeit des transportierenden Mediums (das aus verschiedenen Gründen eintreten kann), dass die Sinkstoffe nach unten fallen und submarin sedimentiert werden.

1. Submarine Ablagerungen.

In der vorliegenden Arbeit werden submarine Sedimentanhäufungsprozesse als Aggradationsprozesse bezeichnet (vgl. S. 127). Aggradation ist ja sonst der allgemeine Terminus für alle Sedimentanhäufungsprozesse, sowohl auf dem Festlande wie auf dem Meeresgrunde (vgl. z. B. RAMSAY 1931, S. 172). Durch die Anwendung der Präfixe *pro-* (vorwärts) und *re-* (rückwärts) möchte ich die Richtung der aggradierenden Kräfte im Verhältnis zu der allgemeinen Bewegungsrichtung der transportierenden Agentien hervorheben. Die progradativ angehäuften Sedimente werden demnach als Progradationssedimente, die regradativ entstandenen als Regradationssedimente bezeichnet.

Die Einführung dieser Benennungen mag überflüssig erscheinen und ich habe sie auch bis zuletzt vermeiden wollen, weswegen ich zuerst die schon vorhandenen Termini geprüft habe. Da sich jedoch keiner von ihnen als richtig brauch-

bar erwies, zog ich vor, die fraglichen Erscheinungen mit den hier angegebenen Benennungen zu versehen.

Am nächsten hätten vielleicht die beiden Bezeichnungen Erosions- und Abrasionsterrassen gelegen, die sich auf die Prozesse beziehen, welche den, die Entstehung der beiden Typen von Aggradationsterrassen verursachenden Vorgängen am ehesten ähneln (Erosionsterrasse = Progradationsterrasse; Abrasionsterr. = Regradationsterr.). Der Begriff Erosionsterrasse ist jedoch schon seit langem für eine ganz andere Erscheinung festgelegt, nämlich für die durch Wellenerosion entstandenen, ausgewaschenen Uferbänke, weshalb er für unsere Zwecke nicht anzuwenden war.

a. Progradationsablagerungen.

Unter den submarinen Progradationsablagerungen sind drei morphologische Typen zu unterscheiden: Terrassen, Kegel und Deltas.

α. Progradationsterrassen.

Einführung. Diese sind wie die Aggradationsterrassen überhaupt auf einem niedrigeren Niveau als dem Ursprungsort ihrer Sedimente gebildet (Fig. 16).

Sie liegen meist längs der Basis der O-Abhänge der Felsplateaus; in gewissen Fällen können sie sogar grosse Teile des Berghanges bedecken. Sie können aber auch auf der Leeseite von Endmoränen und Osen entstanden sein. — Fig. 17 ist eine Reproduktion von G. De Geers Karte eines Gebietes mit einer solchen Progradationsterrasse, nämlich des klassischen Schalenfundplatzes Nötholmen bei Strömstad (De Geer 1910, S. 1179, Nordmann 1906, S. 85, Antevs 1917, S. 299 und 310, sowie 1928, S. 533).

Sowohl in rein minerogenen wie in gemischt minerogen-biogenen Progradationsterrassen nimmt in der Regel die Grösse der minerogenen Partikel nach oben hin in der Schichtenfolge zu. In gemischt minerogen-biogenen Ablagerungen pflegt die Schichtenreihe folgende zu sein:

Die Grundmasse des untersten Teils ist minerogen: keine, oder wenigstens nicht makroskopisch wahrnehmbare, biogene Bestandteile sind eingelagert. Darüber folgt ein schalenführender Horizont, der bedeutende Mächtigkeit erreichen kann. Der Gehalt an minerogenen Bestandteilen in diesem Teil der Ablagerung kann so weit sinken, dass der Horizont makroskopisch einen rein biogenen Eindruck macht. Der Übergang von der minerogenen Basalschicht zum biogenen Horizont tritt in den Aufschlüssen oft als eine scharf gezogene Grenze hervor. Die Analyse einer dichten Serie von Proben aus einer solchen Übergangszone zeigt jedoch in der Regel ein ganz und gar gradweises Fortschreiten von minerogener zu biogener Dominanz.

Die aus überwiegend biogenen Partikeln bestehende Zone — die »Schalenbank« — wird in der Regel von einer vorwiegend bis ausschliesslich

minerogenen Deckschicht überlagert, deren Mächtigkeit und granulometrische Zusammensetzung innerhalb weiter Grenzen schwanken kann. Diese Scheitelschicht kann aus Sand und Kies bestehen, aber auch aus submarin abgelagertem gröberem Geröll; letzteres tritt vor allem bei den unten am Fusse der O-Abhänge von Felsplateaus gebildeten Progradationsterrassen hervor. In der Geröllschicht nimmt im allgemeinen die Partikelgrösse nach oben hin zu. Obenauf können in gewissen Fällen Blöcke mit bis zu etwa 1 m Durchmesser liegen; ausnahmsweise kommen sogar noch grössere

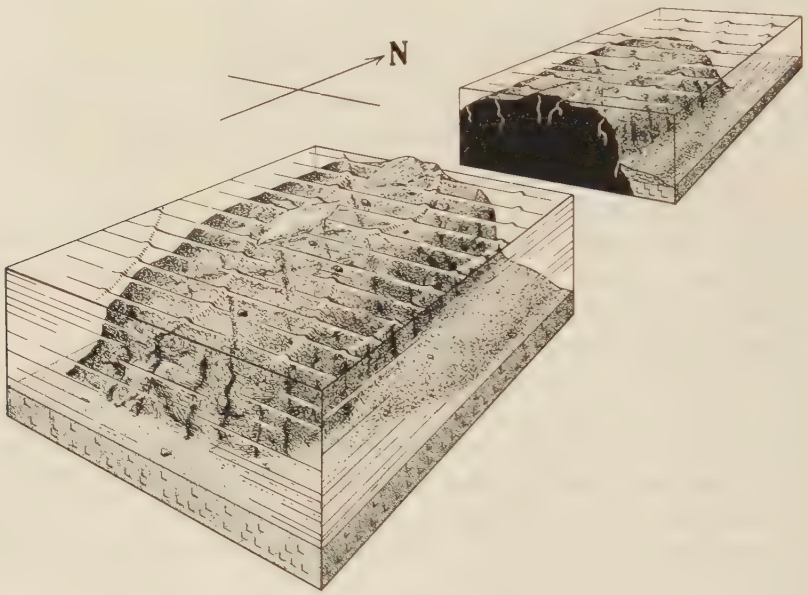


Fig. 16. Perspektivskizze der Entstehung einer Progradationsterrasse.

Masse vor. — Bei den sich an Endmoränen und Ose anschliessenden Progradationsterrassen hat sich das Scheitellager als durchgängig aus granulometrisch sehr polymiktem Material bestehend erwiesen, ohne greifbare, regelmässige vertikale Dimensionsverschiebung.

Der Verlauf der Entstehung der Progradationsterrassen scheint mir folgender gewesen zu sein (ich erörtere zunächst die längs der O-Abhänge der Felsplateaus liegenden schalenführenden Terrassen).

Früher oder später wurden die Mineralkorndepots auf den Felsplateaus der Abtragung ausgesetzt, die mit verminderter Tiefe bei der allgemeinen Landhebung immer heftiger wurde. Ausser vermutlich in Form von Endmoränen und glazifluvialen Anhäufungen deponierten glazigenen gröberen Ablastungsprodukten auf dem O-Teil der Plateaus (vgl. S. 20) müssen wir wohl auch mit reinen Ton- und anderen feinkornigen Ablagerungen auf den Plateaus rechnen. Ein grosser Teil dieser Feinkornschichten dürfte direkt glazialen Ursprungs sein; doch müssen sich, vor allem wenn die

Plateaus während einer längeren Zeit sich sehr tief unter dem Meeresspiegel befunden haben, auch nichtglaziale Feinkorndeposita angehäuft haben.

Es ist unmöglich, eine Zahl für die Tiefe, auf der die Abtragung der Mineralkornablagerungen der Plateaus begonnen hat, anzugeben, da allzu viele unbekannte Faktoren beim Zustandekommen einer solchen Erosion mitspielen. Wir kennen vor allem nicht die Verteilung der erosiven Kräfte an der Küste Nord-Bohusläns von der Wasseroberfläche gegen die Tiefe hin. Auch wenn wir kein Recht zu der Annahme haben, dass die vertikale Verteilung der Erosionskräfte während aller Phasen der quartären Meeresperiode Nord-Bohusläns identisch gewesen ist, so hätte uns doch die Kenntnis ihrer jetzigen vertikalen Verteilung gewisse, nicht unbedeutende Fingerweise geben können. Ferner ist der Konsolidierungsgrad der Mineralkorndepots völlig unbekannt. (Eine Untersuchung der Konsolidierung der gröberen Glazialablagerungen auf submarinen Plateaus müsste von Tauchern ausgeführt werden, da meistens nur das gröbste Residuum solcher Ablagerungen auf den durch die Brandung gegangenen Plateaus zurückgeblieben ist.) Schliesslich kommt hinsichtlich der Tone insofern ein Unsicherheitsfaktor hinzu, da wir nicht näher wissen, wie der Salzgehalt des Meereswassers auf den kollodialen Zustand der Tonpartikel einwirkt.

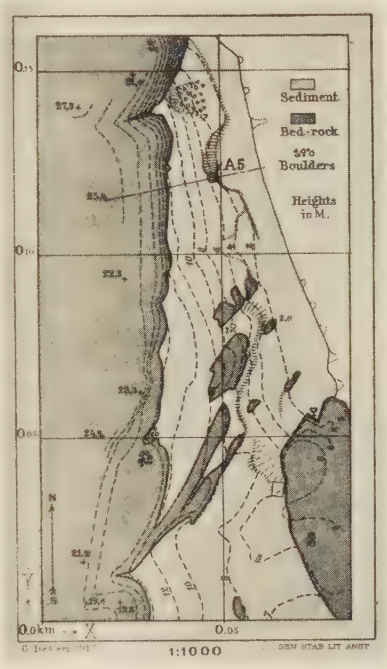


Fig. 17. Progradationsterrasse. Der klassische Schalenfundort Nötholmen bei Strömstad nach De Geer (1910, Pl. 44).

Aus den Partikeldimensionen des Basalteils mehrerer Progradationsterrassen scheint hervorzugehen, dass die Erosion in ihrem frühesten Abschnitt oft Ton- und andere Feinkornsedimente umfasst hat. Im heutigen Skagerrak scheinen nach Gislén (1929, S. 18) »clayey bottoms« vorzukommen »on the flat slopes towards the depths . . . almost everywhere in water deeper than 40 M«. Es will also scheinen, als ob Abtragung dort nicht in grösserer Tiefe als ca. 40 m vorkommt. Da, nach den weiter oben mitgeteilten Messungen vom Feuerschiff Grisbådarne, ein Bodenstrom in 40 m Tiefe ausserhalb Bohusläns mit einer Geschwindigkeit von bis zu 139 cm/sek fliessen kann, so lässt sich doch annehmen, dass eine Erosion solcher Feinkornsedimente auch in grösseren Tiefen möglich sei (vgl. Hjulström 1935, S. 298).

Wie erwähnt, ist der Sedimentationsverlauf nicht nur durch die in der Schichtenfolge nach oben hin zunehmende Partikelgrösse gekennzeichnet, sondern in vielen Fällen auch durch eine einsetzende Einlagerung von biogenen Partikeln, die in den meisten Fällen epibiontischen Ursprungs sind und also andeuten, dass das Plateau im W, das früher in der Hauptsache[1] nur minerogene Sedimente an die Progradationsterrasse geliefert hat, jetzt die Unterlage epibiontischer Lebensgemeinschaften bildet. Infolge lebhafterer Wasserzirkulation bei abnehmender Wassertiefe konnte das Plateau den Epibionten immer günstigere existenz-ökologische Bedingungen bieten: gute Nahrungszufuhr, reichlichen Sauerstoffgehalt des Wassers und nicht zum wenigsten geeignete edaphische Verhältnisse nach der Abtragung der Sedimente. Während die Mineralkorndepots sich allmählich erschöpften, erhielten die Epibiosen immer grösseren Lebensraum; nicht zum mindesten infolge davon herrschten biogene Partikel immer mehr in dem landwärts gerichteten Sedimenttransport vor, und die Progradationsterrasse wurde mit immer reineren biogenen Schichten aufgebaut.

Die Materialanlieferung und damit auch der Sedimentationsverlauf können jedoch noch einmal und zwar radikal ihren Charakter durch ein erneutes Vorherrschen der minerogenen Phase ändern, indem die grossen Residualblöcke der Mineralkorndepots, beim Eintritt in die Zone der maximalen Brandungswirkung, nach unten geschleudert werden. Diese gewaltsame Detraktion bezeichnet im allgemeinen das Ende des Aufbaus der längs der O-Füsse der Felsplateaus liegenden Progradationsterrassen. — Wenn es, wie eben betont, praktisch unmöglich ist, die Wassertiefe festzustellen, in der der Basalteil der Terrasse abgesetzt wurde, so kann es umgekehrt ziemlich einfach sein, die Strandlage am Ende des Aufbaus der Terrasse zu bestimmen, besonders wenn die Detraktion der Residualpartikel nicht vollständig war. Die Höhenlage der Überbleibsel ist fast identisch mit der Höhe des Meeresspiegels am Ende des Aufbaus.

Erzeugung allogener Biosedimente. Es gibt aber auch andere Zeugnisse, die eine Berechnung der Strandlage beim Entstehen gewisser Horizonte der Progradationsterrasse erleichtern können. Registrierte Veränderungen der Fauna oder Flora können dabei eine bedeutende Rolle spielen.

Faunistisch-floristische Verschiebungen in der Schichtenfolge — aufhörende Einlagerung gewisser charakteristischer Konstituenten, und statt dessen Auftreten von Gerüstteilen von Formen, die völlig andere Lebensbedingungen stellen — zeigen uns das Eintreffen durchgreifender Veränderungen am Produktionsorte an, oft solcherart, dass auf Gerüstteile von in

[1] Von den Endobiosen des Plateaus stammende Schalen kommen in der Regel nur in dem Basalteil der Progradationsterrasse und zwar auch dort nur in geringeren Mengen vor.

einiger Tiefe lebenden Formen jene von reinen *Fjær*-Formen folgen.[1] So ist oft festgestellt worden, dass *Balanus balanus* die biogene Hauptkonstituente des unteren Teiles einer Schichtenfolge ist, aber im oberen Teil durch »gekammerte« Balaniden[2] ersetzt wird, deren Dominanz dann eben so stark sein kann, wie die der ersteren Art im unteren Teil der Schichtenserie. Man kann oft die Stelle des Wechsels in der Schichtenserie innerhalb sehr enger Grenzen angeben. Dieser Wechsel zeigt die Erhebung der höchsten Plateauklippen in Strandlage an. Das zu sagen, erlaubt uns unsere Kenntnis, dass *Balanus balanus* in einiger Tiefe lebt, während die beiden anderen Arten Charakterformen des eigentlichen *Fjærs* sind.

Gislén, der die vertikale Verteilung der Epibiosen in und unmittelbar ausserhalb der Mündung des Gullmarfjords im mittleren Bohuslän untersucht hat, hat dort nur spärliche Beobachtungen der jetzigen vertikalen Verteilung der »*Balanus balanus*-Assoziation« gemacht. Er macht nur Angaben für zwei Lokalitäten, in 17,5 bzw. 27,9 m Tiefe (1930, S. 159). *Balanus balanus* ist aber in anderen Assoziationen in 15—30 m Tiefe gut vertreten. Nach Stephensen (1933, S. 120) geht *Balanus balanus* in Dänemark bis nach ca. 35 m hinunter; an der Kanalküste ist die Art in beinahe 300 m beobachtet worden.

Die »*Balanus balanoides*-Assoziation« ist von Gislén (op. cit. S. 157) meist zwischen 0,1 m über und 0,5 m unter dem Wasserspiegel wahrgenommen worden; die von ihm beobachtete Maximaltiefe ist 3,5 m (l. c.). Einzelne Exemplare können jedoch auch in grösserer Tiefe vorkommen. Die massenweise auftretenden Schalen von »gekammerten« Balaniden, die in den, durch den genannten Faunawechsel gekennzeichneten Schalenablagerungen vorkommen, stammen aber mit Sicherheit aus dem *Fjær*. Nur in dem wirklich individuenreichen *Balanus*-Gürtel werden so grosse Mengen von »gekammerten« Balanidenschalen erzeugt. So gibt Stephensen (op. cit. S. 123) an, dass *Balanus balanoides* an nordischen Felsenküsten in einer den Wellen ausgesetzten Lage mit bis zu 10 000 Individuen auf 1 m² vorkommen kann. Nach Gislén (1930, S. 114) ist die totale Produktion[3] einer solchen Biozönose durchschnittlich 2,49 kg/m²; etwa 97 Gewichtsprozent bestehen aus Organismen mit festen Gerüstteilen (nahezu ausschliesslich »gekammerte« Balaniden).

— Norwegische Geologen haben immer wieder (von den Zeiten Esmarks, d. h. der ersten Hälfte des 19. Jhs. an) diese sog. *Balanus*-Grenze, d. h. die

[1] *Fjær* ist der norwegische Ausdruck für die Strandzone in der unmittelbaren Umgebung des normalen Wasserstandes.

[2] Mit »gekammerten« Balaniden meine ich solche Formen, bei denen die längsgerichteten Kanäle der Schalenkranzplatten mit Querwänden versehen sind, wodurch also kleine Kämmerchen in der Schalenwand entstehen, Das gilt u. a. von den an unseren nordischen Küsten sehr gewöhnlichen *Balanus balanoides* und *Balanus crenatus*. — Die kleinen Schalenkammern können eine erheblich erhöhte Verfrachtungsfähigkeit der leeren Seitenschalen bewirken. — Solche Schalen sind in den allerältesten sowie in den jüngsten nordbohuslänischen Ablagerungen vertreten, was völlig mit der weiten Verbreitung dieser Arten vom Nördlichen Eismeer bis zum lusitanischen Gebiet übereinstimmt.

[3] Mit dem Begriff »Produktion« meint Gislén die auf einer gegebenen Fläche produzierte Quantität an Tieren und Pflanzen; die Fläche ist 1 m², das Gewicht wird in kg angegeben.

obere zusammenhängende Grenze lebender *Balanus balanoides*[1] als Normalbasis für Höhenmessungen benutzt. TANNER gibt in seiner grossen Arbeit über das quartäre System in Nordfennoskandien an (1930, S. 38), dass alle seine Strandmessungen innerhalb dieses Gebietes mit Ausgang eben von der *Balanus*-Grenze ausgeführt sind, was sowohl ihre umfassende Verbreitung, wie auch ihren Charakter als gut ausgebildete *Fjær*-Erscheinung bestätigt.

Fig. 84 gibt u. a. die Verteilung der Balanidenschalen in einem Abschnitt der Progradationsterrasse Nr. 12 Askemyren wieder; schon in der untersten Probe bilden »gekammerte« Balaniden etwa zwei Drittel aller Balanidenschalen, erreichen aber bald völlige Dominanz, etwa von Probe II an. Der Absetzung dieses Horizontes geht eine momentane Zunahme der minerogenen Sedimentation voraus, was bezeugt, dass grössere Gebiete des Plateaus von Sedimenten befreit wurden, ehe sich *Fjær*-Balaniden in grösserer Zahl dort niederlassen konnten.

Fig. 71 stellt u. a. die Verteilung von Mollusken- und Balanidenschalen in einer anderen Ablagerung (Nr. 14 Vettemyr) graphisch dar. Die Kurve der totalen Frequenz der Balanidenschalen weist zwei Steigungen auf: die erste von Probe IV zu Probe III beruht auf einem vermehrten Gehalt an Schalen von *Balanus balanus*; die zweite, von Probe II zu Probe I ist dagegen durch eine Zunahme »gekammerter« Schalen verursacht. *Balanus balanus* ist in den beiden letzteren Proben nur durch einzelne Schalen vertreten. Der ausgeprägte Umschlag von Probe III zu Probe II gäbe uns also, entsprechend unserer obigen Überlegung, die Entstehung eines Felsenstrandes auf dem das Material liefernden Plateau an.

Dem Artenwechsel der Balaniden pflegt die Einlagerung von Schalen gewisser sublittoraler Epibionten in immer grösserer Zahl vorauszugehen. Das bedeutet also, dass gewisse Teile des die Sedimente liefernden Plateaus infolge der Niveauveränderung in ein solches Lageverhältnis zur Meeresfläche getreten sind, dass die betr. Epibiosen günstige Existenzbedingungen gefunden haben.

Um Auskunft über die Tiefe, in der die hier in Frage kommenden Epibionten auftreten, zu erhalten, wenden wir uns an GISLÉNS früher erwähnte umfassende, bis heute in Fennoskandien einzig dastehende Untersuchung der Epibiosen in und vor dem Gullmarfjord (Teil I 1929, Teil II 1930). Ehe die aufgestellte Frage beantwortet werden kann, muss aber das Vermögen verschiedener Biotopen, in einer Lage gleich jener der hier behandelten Plateaus resistente Sedimente zu erzeugen, ermittelt werden. Aus GISLÉNS Analysenprotokollen können für die Produktion (vgl. Anm. 3 S. 61) solcher Partikel beleuchtende Daten errechnet werden. Von grösstem Gewicht ist dabei, dass GISLÉNS Analysen nicht nur quantitativ,

[1] Nach eigenen Beobachtungen in Bohuslän findet sich im Balanidengürtel des *Fjærs* keineswegs ausschliesslich *Balanus balanoides*, sondern auch *Balanus crenatus*.

sondern, soweit möglich, auch restlos durchführt sind. Sie umfassen sowohl Pflanzen- wie Tiergemeinschaften, was sie besonders wertvoll macht.

Die von GISLÉN unterschiedenen Assoziationen der obersten Algenzone sind in diesem Zusammenhang von geringerem Interesse und ich lasse sie einstweilen ausser Acht; für uns sind hier die etwas tiefer liegenden Assoziationen am wichtigsten. Ich habe die Produktion einer Anzahl solcher Assoziationen an Epibionten mit resistenten Gerüstteilen, die postmortal biogene Sedimente bilden, errechnet und in der folgenden Tabelle zusammengestellt.

Die Anzahl der Quantitätsanalysen ist nicht so umfassend, dass gültige Mittelwerte für die ganze Produktion der unterschiedenen Assoziationen oder gewisse bestimmte Komponenten daraus ermittelt werden konnten. Viele Assoziationen wurden jeweils nur an einem einzigen Platz beobachtet. Es ist auch zu beachten, dass die Sedimente produzierenden Organismen sich nicht gleichmässig innerhalb aller der genannten Assoziationen verteilen. Eine Gemeinschaft, die z. B. reich an *Corallina* ist, produziert pro Flächeneinheit mehr Sediment als eine andere, die zahlenmässig den gleichen Reichtum an z. B. Mollusken aufweist, da erstere viel weniger zerstörbare Weichteile enthält.

	Tiefe (m)	Anz. Sedim. produz. Arten (etwa)	Gesamtproduktion (kg/m²)	Kalkalgenproduktion (kg/m²)
Crania- Assoziation . . .	20–50–(70?)	20	*1,1*	+
Flustra- » . . .	22,5–29,1	25	*0,2–3,0*	(*0–0,3*)
Suberites massa- » . . .	24,3	10	*1,3*	(*0,8*)
Alcyonium- » . . .	16–31,8	15	*0,2–3,5*	+
Balanus balanus- » . . .	16,5–27,9	20	*2,8–6,8*	(*0–1,1*)
Volsella- » . . .	15(–15,6)	10	*28,4*	+
Laminaria hyperborea- » . . .	(1–)13,2–15,3–18	20	*0,1–2,6*	(+ –*0,4*)
Halidrys- » . . .	1–2–15	10	*0,3–2,9*	(*0–0,1*)

In gewissen Assoziationen können sich ausser der Hauptform andere Leitarten finden, wie die Foraminifere *Acervulina inhaerens* (Tafel IV, Fig. 49) in der *Crania*-Assoziation. — Sämtliche Assoziationen fordern Felsenboden und lebhafte Wasserbewegung; ihre Lage ist nicht selten besonders exponiert. Die grosswüchsigen Algen bieten andererseits den Sedimente erzeugenden Formen nicht nur grosse Existenzflächen, sondern auch sowohl sessilen wie mobilen Epibionten ausgezeichneten Schutz. Die breiten »Blätter« von Laminarien können von Bryozoen und Polychäten übersät sein; in den Winkeln der Heftscheiben finden Hypobionten verschiedener Art — nicht zum mindesten *Saxicava* — gute Wohnplätze. Die Tiergemeinschaften dieser Algenbiozönosen können bis zu 100 % aus Formen mit festem Gerüst bestehen (*Laminaria hyperborea*-Assoziation: 96—100 %).

Im allgemeinen sind folgende Tiergruppen die wichtigsten Sedimentproduzenten: Foraminiferen, Polychäten, Cirripeden, Mollusken, Bryozoen und Echinodermen. In besonderen Fällen können Brachiopoden, Actiniarien und Spongien unter den Sedimenterzeugern vertreten sein.

Aus GISLÉNS Beobachtungsmaterial geht hervor, dass unter heutigen Verhältnissen im Meer vor der Mündung des Gullmarfjords biogene Sedimente — mit Ausnahme der einen oder anderen Assoziation — ziemlich

gleichmässig in einem Gürtel erzeugt werden, der sich von der Braunalgen-Zone bis in vielleicht 50 m Tiefe erstreckt (die *Crania*-Assoziation). Aus den Analysen GISLÉNs geht ausserdem hervor, dass im grossen und ganzen die gleichen Tier- und Pflanzengruppen bei der Sedimentproduktion der verschiedenen Assoziationen tätig sind.

Die schon früh bemerkte Grenze zwischen einer oberen Zone — der Algenzone — und einer unteren — der Tierzone — bedeutet ja nur, dass die Algen bei einer gewissen Tiefe aufhören. Die Konstituenten der Tierzone sind grösstenteils keineswegs an die untere Zone gebunden, sondern kommen auch in der Algenzone vor. Durchgängige Tiergruppen und -arten sind natürlich bei der Beschreibung der Physiognomie der Gemeinschaften weniger wichtig als die für die betr. Gemeinschaft charakteristischen Formen, sind aber von Bedeutung als Sedimenterzeuger.

Es dürfte somit klar sein, dass ein beliebiges zoogenes Sediment uns nur sehr geringe Möglichkeiten an die Hand gibt, seine Produktionsassoziation zu bestimmen. Der Versuch, die Produktionstiefe auf solchen Gründen zu berechnen, ist demnach verfehlt, sogar wenn die Grenzen der Assoziationen fix wären, was aber nicht der Fall ist. Es ist nämlich zweifelhaft, ob sich der Versuch überhaupt lohnt, fixe Vertikalgrenzen sublittoraler Tierepibiosen festzustellen. M. E. liegt kein Grund vor, die Ergebnisse an sich wertvoller Bestandaufnahmen wie die GISLÉNs auf eine solche Grenzziehung hin zu pressen. Wie das Beispiel der *Alcyonium*- und der *Suberites massa*-Assoziationen zeigt, lässt sich die Grenze zwischen diesen zwei Tierlebensgemeinschaften nur sehr schwer ziehen. GISLÉN sagt auch, dass die Ausbildung der *Flustra*-Assoziation unter einer »infection« der *Alcyonium*-Assoziationen stehen kann (op. cit. S. 171). Finden sich überhaupt vertikale Grenzen bei den Tiergemeinschaften, so sind sie tatsächlich sehr labil und dehnbar. Es ist freilich wahr, dass jede Art optimale Lebensbedingungen in ihrem speziellen Milieu hat, wo sie in grosser Zahl auftreten kann; dies gilt sowohl für die mobilen Epibionten, z. B. die Raubformen, als auch die Endobionten der Weichböden und die Epibionten der Algenzone. Raubformen kommen am zahlreichsten dort vor, wo das Jagdgebiet am ergiebigsten ist, sind aber nicht an besondere Zonen gebunden. Daher trifft man sie auf den verschiedensten Niveaus an, auf denen es etwas zu jagen gibt. Endobionten treten am häufigsten da auf, wo sich das geeignetste Sediment vorfindet; gleichartiges Sediment kann sich in stark wechselnder Tiefe absetzen. Ein grosser Teil der Formen, die ich Algen-Epibionten nenne, sind auch nicht unweigerlich an die Algenzone gebunden. Jedoch haben sie dort ihre günstigsten Lebensbedingungen und treten mit derartigen Individuenmassen auf, *dass ihre Sedimentproduktion erst dort wirkliche Bedeutung erlangt.* Im Gegensatz zu den Jagdgründen der Raubformen und dem Sediment der Endobionten ist die Lage der Algenzonen keineswegs unabhängig von der Wassertiefe, vielmehr sind ihre

Grenzen in hohem Grade stabil und genauestens im Verhältnis zur Meeresoberfläche fixiert; das so oft in schalenführenden Formationen beobachtete Resultat der Massenproduktion von Algen-Epibionten ist demnach auf eine gewisse bathymetrische Zone — die Algenzone — zurückzuführen. *Das Vorkommen gewisser Tierformen in einer Ablagerung kann also solche Indizien geben, aus denen sich die Produktionszone feststellen lässt; doch beschränken sich unsere Möglichkeiten auf die Erörterung, ob der Ursprungshorizont in der Algen- oder in der Tierzone zu suchen sei.*[1]

Das allgemeine und immer wiederkehrende Auftreten von Algen-Epibionten in einer Schalenablagerung scheint mir also die Annahme sehr gut zu stützen, dass die Wassertiefe am Produktionsplatze so beschaffen war, dass Algen dort die für ihre Existenz notwendigen Sonnenstrahlen-Komponenten empfangen konnten.

Die allogenen Epibionten der nordbohuslänischen Progradationsablagerungen scheinen in der Regel aus der Algenzone herzustammen. Typische Exponenten sind die Foraminifere *Cibicides lobatula*, der Ostracode *Cythere lutea*[2] und die Mollusken-Gattungen *Lacuna, Rissoa* und *Gibbula*. Diese Liste der Algenepibionten in den Progradationsbildungen wäre sehr leicht zu verlängern. *Crania anomala*, die Leitform der Tierzone, ist in keiner der von mir untersuchten Ablagerungen beobachtet.[3]

Das Fehlen von *Crania* in den subfossilen Schichten gibt aber keinen sicheren Bescheid, ob die allogenen organischen Partikel aus der Tier- oder der Algen-

[1] Diese biologischen Tatsachen sind von manchen Geologen nicht immer hinlänglich beachtet worden. Vor allem norwegische Quartärgeologen haben sich allzusehr auf allgemeine Angaben über die bathymetrische Verbreitung, nicht zum mindesten von Endobionten verlassen, um mit ihrer Hilfe die Tiefe bei der Bildung einer Ablagerung zu erschliessen; das gilt von BRÖGGER, aber auch von seinen Nachfolgern. Die Kritik, die sich das eine oder andere Mal dagegen in Norwegen erhob, hat sich nicht gegen die unhaltbare Methode gewandt, sondern nur gegen kleinere Fehler in den Angaben der bathymetrischen Grenzen, oder sie hat neue Funde der betr. Arten ausserhalb der früher bekannten Vertikalgrenzen mitgeteilt (vgl. z. B. KOLDERUP 1907, S. 142).

[2] In älteren Ablagerungen wird die Entstehung eines Algenbiotops im Produktionsgebiet durch *Cythere lutea* registriert, in jüngeren dagegen durch eine grössere Anzahl Muschelkrebsarten, wie z. B. in der Progradationsterrasse Nr. 43 Prästängen II (S. 239). Der unterste Horizont (Probe III), dessen sandige Hauptmasse vor der Besiedelung des Produktionsplateaus durch Algen-Biozönosen angehäuft wurde, enthält ausser wenigen Exemplaren von *Cythere lutea* nur sandbewohnende Arten. Im darüberliegenden Horizont mit in der Algenzone erzeugter biogener Hauptmasse finden sich aber zahlreiche Phytalostracoden: *Cythere lutea, Hemicythere villosa, Loxochoncha tamarindus, Xestoleberis depressa* und *Paradoxostoma abbreviatum*; die *Paradoxostoma*-Arten sind typische Pflanzensauger (vgl. ELOFSON 1941, S. 468). Einige Sandformen, vor allem *Leptocythere pellucida*, deuten doch darauf hin, dass Sandböden noch am Produktionsort vorhanden waren.

[3] ANTEVS gibt (1928, S. 506 f.) an, dass er Reste von *Crania anomala* an zwei Schalenfundplätzen am Strande liegend angetroffen habe; die Schalen können daher recht wohl rezent sein.

zone herrühren. Es lässt sich nämlich denken, dass diese Art aus irgendeinem Anlass so spät eingewandert war, dass die Nekrozönosen, zu deren Aufbau ihre Schalen sonst beigetragen hätten, noch nicht über den Meeresspiegel gestiegen sind. Es wäre ja sehr merkwürdig, wenn diese längs der ganzen skandinavischen Westküste an günstigen Lokalitäten äusserst frequente, ziemlich eurytherme Art (jetzige Verbreitung: Vadsö — Mittelmeer [Antevs 1928, S. 491]) — der auch die Küste Nord-Bohusläns während so gut wie aller Perioden nach der Eiszeit günstige thermische Bedingungen bieten konnte — in den Küstenwassern Nord-Bohusläns gelebt hätte, ohne irgendwelche Spuren in wenigstens der einen oder der anderen Schalenablagerung dieses an Schalenanhäufungen so reichen Gebietes hinterlassen zu haben.

— Der unverhältnismässig späte Einzug *Cranias* in die Fauna der schwedischen Westküste wäre in diesem Fall nicht die einzige Ausnahme von der scheinbar ganz natürlichen Voraussetzung, dass jede Einheit einer Fauna, wie die nordbohusländische Küstenzone sie beherbergt, gleich nachdem die hydrothermischen Verhältnisse ihrer Kolonisation keine Hindernisse mehr bereiteten, eingewandert wäre (vgl. S. 322). Wie weit ungünstige nicht-thermale Verbreitungsmöglichkeiten zu der vermuteten Verzögerung der Einwanderung von *Crania* beigetragen haben, ist mir nicht bekannt.

Nach Gislén (1930, S. 103) liegt die Grenze der Algen- und Tierzone ausserhalb der Mündung des Gullmarfjords in etwa 15—20 m Tiefe. Unterhalb dieser Grenze ist die Produktion grosswüchsiger, epibiontische Sedimenterzeuger beherbergender Algen sehr gering. Doch wechselt diese Grenze in verschiedenen Küstenabschnitten aus mehreren Ursachen (Transparenz des Wassers, Exponiertheit des Standortes usw.), ohne jedoch an den skandinavischen Küsten jeweils unter etwa 30 m hinunter zu gehen (vgl. S. 68).

Wenn also ein allgemeines Vorkommen von Algen-Epibionten in einer Deposition einen gewissen Zeugniswert für die Erschliessung der Wassertiefe während der Entstehung der Ablagerung haben kann, gilt das natürlich auch von den Kalkalgen, die in gewissen Fällen ausserordentlich zahlreich in den Ablagerungen anzutreffen sind (vor allem die Rotalge *Corallina officinalis*).

Gislén hat eine Assoziation unterschieden, deren charakteristische Konstituente *Corallina* ist (op. cit. S. 170). Diese *Corallina*-Assoziation, eine fast reine Pflanzen-Biozönose, ist »restricted to strongly exposed more or less horizontal rock at a depth of about 0,8—1 M. or sometimes more». Aus dem Ergebnis der Analyse einer solchen Biozönose (op. cit. S. 224) kann errechnet werden, dass *Corallina* etwa 89,5 % des totalen Gewichtes ausmacht und etwa 90,5 % der mit resistentem Gerüst versehenen Formen der Gemeinschaft bildet; die Produktion von *Corallina* ist 3,0 kg/m² — ein sehr hohes Produktionsvermögen (vgl. S. 63).

Corallina kommt aber reichlich auch in anderen exponiert liegenden Gemeinschaften vor. Die grösste Tiefe, in der *Corallina* angetroffen wurde, ist 29,1 m (op. cit. S. 222). Dieser Fundplatz liegt ausserhalb der Fjordmündung. Der Durchschnitt der unteren Grenze der dort beobachteten 8 *Corallina*-Fundplätze war 19,1 m; der entsprechende Wert für die 6 *Corallina*-Fundplätze innerhalb der

Fjordmündung war 6,1 m.[1] (Hier stossen wir also wieder auf die prinzipielle Tatsache, dass die Algen ausserhalb der Fjordmündung auf niedrigeren Niveaus vorkommen können als innerhalb davon.)

Es lässt sich auch errechnen, dass die *Corallina*-Fundstellen ausserhalb der Fjordmündung ein Frequenzmaximum auf Niveaus um < 1 m Tiefe und ein zweites auf einem niedrigeren Niveau — bei durchschnittlich 11 m — zeigen. Die Produktion an *Corallina*-Algen ist im oberen Maximum sehr gross; an der Lokalität Bonden beträgt das Gewicht von *Corallina* etwa 4 kg/m² (op. cit. S. 214). Auf den niedrigeren Niveaus ist die Produktion geringer, durchschnittlich ca. 0,8 kg/m² im unteren Frequenzmaximum. Auf den Niveaus unter 20 m fand keine Produktion über 0,06 kg/m² statt. Doch kann die Produktion auch in ziemlich tiefem Wasser ansehnlich sein: an der in offener See liegenden Lokalität Bonden wurde eine Totalproduktion einer Biozönose von etwa 1,6 kg/m² in einer Tiefe von 18,3 m festgestellt. Auf *Corallina* entfielen davon etwa 60 Gewichtsprozent, und etwa 84.% von den mit festen Gerüstteilen versehenen Formen.

— Die im Gullmarfjord untersuchten *Corallina*-Standorte haben nur ein, bei etwa 5 m liegendes Frequenzmaximum mit einer mittleren Produktion von etwa 0,2 kg/m² *Corallina* (Maximum 0,6 kg/m² in 5,1 m Tiefe [op. cit. S. 267]).

Aus den Protokollen GISLÉNs scheint also hervorzugehen, *dass die quantitativ wie qualitativ so bedeutenden Konstituenten in einem grossen Teil der schalenführenden Ablagerungen Bohusläns — die Algen-Epibionten und Corallina officinalis — jetzt hauptsächlich in einer Tiefe < 20 m produziert werden.*[2]

[1] Zwei *Corallina*-Standorte sind bei der Berechnung dieses und der übrigen Mittelwerte unberücksichtigt geblieben: Spättan (op. cit. S. 245–248) ausserhalb der Mündung und Lysekils Tova (op. cit. S. 260–262) innerhalb derselben. Bei Spättan beginnt der Weichboden schon in 4 m Tiefe: bei Lysekils Tova, wo *Corallina* bis in 24 m Tiefe geht, stimmen die hydrologischen Verhältnisse besser mit denjenigen ausserhalb der Fjordmündung als innerhalb derselben überein. — Rechnet man die untere Grenze des Vorkommens von *Corallina* an diesen Lokalitäten mit ein, so ergäben sich die Werte 17,4 und 8,7 m statt der eben genannten 19,1 und 6,1 m.

[2] Die in dieser Zone erzeugten Partikel sind in der Regel nicht grösser als 2—3 mm. Die schon erwähnten Strömungsmessungen bei Grisbådarne (S. 52 f.) zeigen, dass einige 20 m unterhalb der unteren Grenze dieser Produktionszone Wasserbewegungen von ca. 0,5 m/sek häufig sind; in 10–20 m Tiefe dürfte die gleiche Geschwindigkeit noch häufiger sein. Aus der graphischen Zusammenstellung des Zusammenhanges zwischen der Grösse der Mineralpartikel und der Erosions- und Transportgeschwindigkeit, siehe u. a. HJULSTRÖM (1935, S. 298), geht hervor, dass eine solche Schnelligkeit hinreicht, um in einheitlichem minerogenem Material Partikel von ca. 3 mm Durchmesser in Bewegung zu bringen und Partikel bis zu ca. 8 mm Durchmesser in Bewegung zu halten. Jedoch sind biogene Partikel der hier vorliegenden Art leichter beweglich als minerogene entsprechender Grösse, da das spezifische Gewicht geringer ist und gewöhnlich auch die Form den Transport erleichtert. Die erwähnte Geschwindigkeit der Wasserbewegung muss also durchaus hinreichen, um die Produktionsstelle von Sediment frei zu halten. Was nun eine solche recht oft vorkommende Schnelligkeit des Wassers in Bezug auf Wegverfrachtung nicht zu leisten vermag, bringen dann die seltener auftretenden, besonders schnellen Strömungen zu stande. Temporär bleiben natürlich gewisse Sedimentmengen zurück, u. a. infolge von die Wegverfrachtung des Sediments hindernden Wirbel-

Wie sich die Grenze zwischen Algen- und Tierzone in den äusseren Schären Bohusläns während der Perioden nach der Eiszeit verhalten hat, lässt sich unmöglich im Einzelnen feststellen. Man braucht aber kaum zu vermuten, dass die Abweichungen von den die Lage dieser Grenze jetzt bestimmenden Verhältnissen so gross gewesen seien, dass Seitenstücke zu allen den Aspekten, die unser Gebiet in dieser Hinsicht durchlaufen hat, nicht in anderen Abschnitten der fennoskandischen Atlantik-Küste wiedergefunden werden könnten. Die uns hierüber zur Verfügung stehenden Literaturangaben sind jedoch recht vage, weshalb eine sichere Auffassung dieser Grenze in den verschiedenen Abschnitten dieser Küste schwer zu erreichen ist. Nach gefälliger Mitteilung von Herrn Prof. E. Du Rietz verläuft diese Grenze an der Westküste Norwegens niedriger als ausserhalb des Gullmarfjordes. Man hat zwar keine Taucheruntersuchungen von dort, aber Untersuchungen mit schleifenden Geräten scheinen darauf hinzudeuten, dass die Algen-Gliederung wenigstens zwischen Hardangerfjord und Andöya in dieser Hinsicht ziemlich einheitlich ist. Die untere Zone ist hier ausser durch *Laminaria hyperborea* durch grosswüchsige Rotalgen gekennzeichnet. Letztere sind, nach Angaben, oft reichlich mit Schalentierformen besetzt. Wie weit diese Algengemeinschaft hinabzusteigen vermag, ist nicht einwandfrei festgestellt; noch bei etwa 30 m dürfte sie eine so grosse Frequenz haben, dass ihre Schalenepibionten als Sedimenterzeuger nicht völlig bedeutungslos sein dürften. — In welche Tiefe diese Grenzlage in den arktischen Gebieten fällt, darüber geben diesbezügliche Untersuchungen keine verlässliche Auskunft. Auch ist das Studium der Algenbiozönosen an den europäischen Küsten südlich von Skandinavien nicht so erschöpfend gewesen, dass uns ausreichende Daten über ihre Sedimentproduktion zur Verfügung ständen.

Wir wollen jedoch die untere Grenzlage der Sedimente erzeugenden Algenzone in Nord-Bohuslän in früheren Meeresperioden besprechen. Dabei ist ein Faktor von unbestreitbar entscheidender Bedeutung zu fixieren, nämlich die Transparenz des Wassers.

Mit schmelzendem Landeis in der Nähe muss die Grenze, wegen der geringen Transparenz infolge reichlicher Zufuhr von Gletscherschlamm, hoch gelegen haben. Auch in der Yoldiazeit muss die Transparenz geringer als zur jetzigen Zeit gewesen sein, da grosse Mengen schlammführenden Wassers durch den mittelschwedischen Sund dem Westmeer zugeführt wurden. Es ist dagegen müssig, über die Grenzlage während der Ancyluszeit urteilen zu wollen. Schlammbeladenes Süsswasser aus dem Ancylus-See und dem damals grösseren Göta Älv wurde vielleicht von Meeresströmungen gegen die Küste Bohusläns gepresst; daher wäre die Grenze in etwas geringerer Tiefe als heute gelegen.

---

bewegungen hinter Unebenheiten des Plateaus, auf die Algenvegetation zurückzuführende allgemeine Herabsetzung der Wassergeschwindigkeit usw., aber grössere Mengen haben sich wohl kaum auf dem Plateau angehäuft; diese hätten nämlich keine vorteilhafte Grundlage für die Algenvegetation gebildet, was sich an der Fähigkeit, Sediment zu produzieren, erwiesen hätte. Mächtige Progradationsterrassen deuten aber darauf hin, dass die Produktionstätigkeit während des ganzen Anhäufungsprozesses ununterbrochen war; an verschiedenen, weniger tief liegenden Produktionsstellen (3–4 m) ist auch beobachtet worden, dass der Boden sedimentfrei war, und zwar sowohl bei grosswüchsiger, weicher Algen-Vegetation, als auch bei reinem *Corallina*-Bestand. Der *Corallina*-Bestand der Lokalität Nr. 116 Håskär überzieht den Produktionsplatz mit einer ca. 1 dm dicken Matte, doch liegen dort keinerlei tote *Thallus*-Glieder, im ausgeprägten Gegensatz zu der zum Produktionsplatz gehörigen Nekrozönose.

Vermutlich hat also die Grenze wenigstens bis zur Ancyluszeit und vielleicht in sie hinein höher als jetzt gelegen. Wenn andererseits in irgend einer Periode nach der Eiszeit die Grenze tiefer als gegenwärtig war, d. h. dass das Wasser grössere Transparenz hatte, so muss das in der Litorinazeit gewesen sein. Das Litorina-Meer war salzhaltiger als die Ostsee, demnach ging die Sedimentation infolge kollodialer Partikelzusammenschmelzung schon in diesem Binnenmeer in grösserem Umfang als jetzt vor. Solche Tonpartikel, die dort nicht sedimentiert wurden, sondern weiter durch den Öresund und die Belte verfrachtet wurden, müssen aber recht bald, nachdem der Baltische Strom diese Sunde hinter sich gelassen hatte, sich gesetzt haben. Nach Vereinigung des salzigen Baltischen mit dem noch salzigeren Jütländischen Strom muss der Küstenstrom im mittleren und nördlichen Bohuslän so salzhaltig und von so hoher Transparenz gewesen sein, dass er darin den westnorwegischen Küstenwassern kaum nachgestanden hat. Dies dürfte auch die schnelle Absetzung der durch lokale Flüsse zugeführten Schlammassen veranlasst haben. In Übereinstimmung mit der soeben geführten Erörterung über die jetzige Grenzlage an der norwegischen Westküste ist die Annahme wohl nicht ganz unberechtigt, dass sie an der Küste Nord-Bohusläns in der Litorinazeit etwa 25—30 m tief gelegen hat.

Die oben bezüglich der Transparenz der nordbohuslänischen Küstengewässer als wahrscheinlich dargelegte Entwicklung spiegelt sich in der minerogenen wie auch biogenen Sedimentation dieses Gebietes wider. Es bilden sich z. B. eben während der Litorinazeit zahlreiche sehr mächtige Ablagerungen mit aus der Algenzone herstammender Grundmasse, was besagt, dass die Algenzone zu dieser Zeit stark entwickelt war. Tonige Ablagerungen der Art, die oft schalenführende Ablagerungen noch älterer Meeresperioden kennzeichnen, sind keineswegs hervortretende Sedimentationsprodukte dieser Zeit.

Ich stelle mir vor, dass wir es wenigstens für die Zeitspanne, in der Algen-Epibionten bei der Entstehung schalenführender Anhäufungen quantitativ eine grössere Rolle spielten — wenigstens seit etwa 6000 v. Chr. —, wagen dürfen, die untere Grenzlage für die Produktion algenepibiontischer Sedimente anzusetzen, mit einem Spielraum von rund gerechnet 5—10 m für etwaige Fehlberechnungen nach beiden Seiten hin. Dies mag ein recht weiter Spielraum scheinen, wenn man bedenkt, dass die Quartärgeologen wesentlich genauere Angaben bezüglich der Höhenlage des Vorzeitmeeres erstreben. Er kann aber kaum enger begrenzt werden, wollen wir uns nicht einer urteilslosen Überschätzung nicht unbedingt sicher fundierter Voraussetzungen schuldig machen; tatsächlich muss man den gewählten Spielraum als den denkbar knappsten betrachten.

Zusammenfassung. Die Entstehung einer Sedimente erzeugenden Algenzone, die Ausbildung eines *Fjær*-Biotops von besonderer Prägung — der *Balanus*-Grenze —, endlich das Abstürzen des Geröllresiduums der Produktionsstelle infolge maximaler Brandungswirkung, dies also sind die drei aufeinander folgenden Vorgänge, die unter fortgesetzter Regression eintreten und sich in den Progradationsformationen eingezeichnet haben können; auf diese Art wird es uns möglich, die Entstehung von drei Horizonten in den Progradationsbildungen mit Strandlagen in Verbindung zu setzen, die einigermassen zuverlässig festgestellt werden können.

Sedimentdeponierung. Je nach dem spezifischen Gewicht, der Grösse und der Form der Partikel, sowie nach der Geschwindigkeit des transportierenden Mediums, dürfte die Verfrachtung der mobilisierten Partikel über das Felsplateau zu der Nekrozönose hin durch Traktion, Saltation und in Schwebe stattgefunden haben. Die Fortbewegungsmöglichkeit der rollenden Partikel wird durch die Rauheit und Neigung der Rollfläche sowie mannigfache Hindernisse auf dem Plateau beeinflusst.

Wenn die Partikel die O-Kante des Plateaus erreichen, besitzen sie eine gewisse Bewegungsenergie, die sie ihren Weg über die Kante hinaus fortsetzen lässt, früher oder später aber sinken sie auf den Grund. Die Transportweite (E), d. h. der horizontale Abstand von der Plateaukante bis zu einer den Niederschlagspunkt durchschneidenden senkrechten Linie, wird von der Geschwindigkeit des Partikels (S), seiner Fallgeschwindigkeit (v) und dem vertikalen Abstand zwischen der Plateaukante und der Sedimentationsstelle (T) bestimmt. Ist die Geschwindigkeit konstant, geschieht der Transport von der Plateaukante zur Niederschlagsstelle längs einer Linie, welche die Resultante eines Kräfteparallelogrammes darstellt. Die Transportweite lässt sich dann nach der sog. Transportformel berechnen (Barth-Correns-Eskola 1939, S. 138):

$$E = \frac{T \cdot S}{v}$$

Ist dagegen, wie im vorliegenden Fall, die Geschwindigkeit nicht konstant, sondern nimmt allmählich ab, wird die Partikelbahn parabolisch. Bei konstanter wie bei allmählich abnehmender Geschwindigkeit findet jedoch infolge der verschiedenartigen Fallgeschwindigkeit der Partikel eine Verteilung nach der Korngrösse in proximal-distaler Richtung statt, und zwar derart, dass die grössten und schwersten nahe dem Plateauabhang, die kleineren und leichteren dementsprechend in immer grösserer Entfernung davon absinken.

Vertikale Standwirbelströmungen. Progradationsterrassen sind aber nicht allein durch solche einfache Prozesse entstanden. Nur grössere und schwerere Partikel mit im Verhältnis zur horizontalen Geschwindigkeitskomponente grosser Fallgeschwindigkeit müssen sich bei ihrer Sedimentation in distal-proximaler Richtung in der beschriebenen Weise verteilen. Solche Partikel können aber mitunter zwischen kleinen und leichten Partikeln eingelagert sein, deren Fallgeschwindigkeit im Verhältnis zu der bei der Einlagerung vorhandenen horizontalen Geschwindigkeit sehr klein gewesen muss. Aus Fig. 18 *a* und *b* ersieht man die Verteilung biogener und minerogener Partikel einer solchen Terrasse; die Partikel sind schlecht sortiert, d. h. die granulometrische Zerstreuung ist weit. Weiterhin liegt das Maximum der minerogenen Partikel innerhalb derselben Fraktion wie das der biogenen, trotzdem das spezifische Gewicht der ersteren etwa

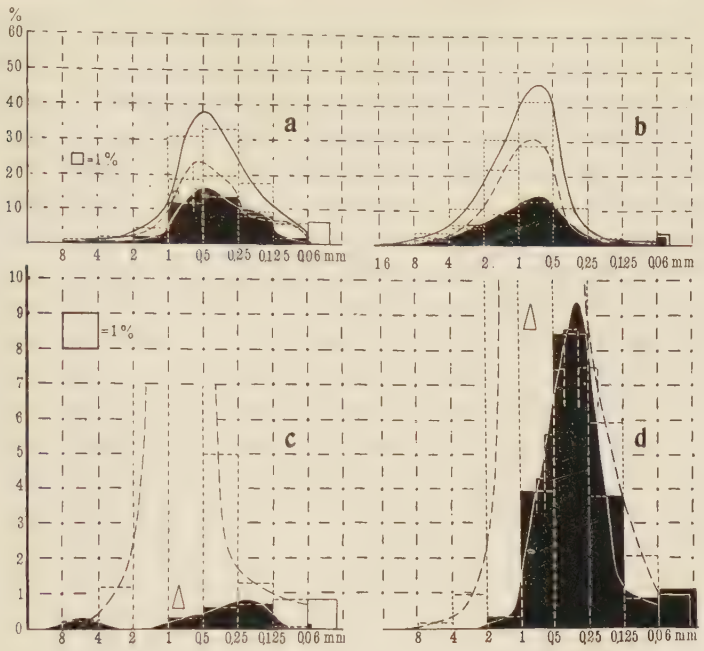


Fig. 18. Flächentreue Kurven der Partikelverteilung. *a* und *b*: schlechte Sortierung auf Grund von Standwirbelströmungen. *c* und *d*: zum Vergleich gut sortierte Sedimente. Ganze Linien = Totalkurven, gestrichelte = Kurve biogener Partikel, schwarzes Feld = minerogene Partikel. Das Dreieck bezeichnet die Lage des Maximums der biogenen Kurve.

doppelt so gross wie das der letzteren ist. Also kann die Terrasse nicht nur aus gravitationell verteilten Partikeln gebildet sein, denn wäre dies der Fall, so müssten die Maxima der beiden Partialkurven weit auseinander liegen (wie in Fig. 18 *c* und *d*), und zwar derart, dass das Maximum der biogenen Kurve innerhalb einer Fraktion mit relativ grösseren Partikeln, das der minerogenen Kurve innerhalb einer Fraktion mit relativ kleineren Partikeln liegt. Es waren also neben der Gravitation noch andere Kräfte beim Entstehen solcher Terrassen, die aus Partikeln sehr polymikter und ungeordneter Korngrösse erbaut sind, tätig.

Es waren stationäre Kräfte, geschlossene Strömungen oder Standwirbel (vgl. S. 46), die bei diesem Aufschüttungsprozess mitgewirkt haben. Vertikale Wirbelströmungen entstehen im transportierenden Medium nach Passieren der O-Kante des Plateaus. Von zahlreichen Unregelmässigkeiten in der Gestaltung abgesehen, dürfte man sagen, dass dort eine Wassermasse zum Rotieren um eine schräg unterhalb und parallel zur Plateaukante liegende Achse gebracht wird; dabei müssen gewisse Mengen Schwebematerial in der rotierenden Wassermasse eingeschlossen werden. Wenn nun die Wasserbewegungen, die Erzeuger derartiger stationärer Strömungen aufhören oder sich vermindern, hören auch die Standwirbel auf, bzw. verringert sich ihre Schnelligkeit, so dass die eingeschlossenen Partikel niederfallen.

In der Natur ist verschiedentlich zu beobachten, dass horizontale Standwirbel eine beträchtliche Fähigkeit besitzen, Partikel von mitunter recht variierender Korngrösse zurückzuhalten. Die Kapazität der vertikalen Standwirbel in dieser Hinsicht dürfte doch bei gleich starker Wirbelströmungsgeschwindigkeit eine geringere sein, da in diesem Fall ein Hebungsmoment hinzukommt, das einen Teil der Bewegungsenergie der Wirbelströmung verbraucht, was zur Folge hat, dass sich Partikel von verhältnismässig geringerer Maximalgrösse eher in vertikalen als in horizontalen Wirbelströmungen identischer Geschwindigkeit finden. Einerseits der Wasserübertritt aus dem Standwirbel in den Hauptstrom, der gewisse Partikel wegführt, und andererseits die unzähligen Kleinwirbel, d. h. turbulente oder pulsatorische Bewegungen innerhalb der Grenzen des Standwirbels, die zur Zurückhaltung von Partikeln beitragen, beeinflussen die granulometrische Verteilung der eingeschlossenen Partikel so, dass sie sich von irgendwelchen theoretischen Gesichtspunkten aus nicht berechnen lässt. Direkte Beobachtungen über die Fähigkeit vertikaler Wirbelströmungen, Sediment zurückzuhalten, liegen nicht vor; der nicht selten beträchtliche Gehalt an als Schwebematerial zu bezeichnenden Teilchen u. a. in granulometrisch heterogenen Progradationsterrassen deutet aber darauf, dass sie bedeutend sein kann.

Die vertikalen Wirbelströmungen dürften indessen auf die granulometrische Zusammensetzung der Progradationsterrassen nicht nur dadurch einwirken, dass sie eine gewisse Menge Sinkstoffe einschliessen, die beim Aufhören dieser Strömungen zu Boden sinken, sondern auch dadurch, dass sie die Bahn gewisser Partikel verändern können und zwar derart, dass die Transportweite geringer wird als wenn vertikale Wirbelströmungen nicht vorhanden wären.

Von den granulometrisch heterogenen Partikeln, die ein Produktionsplateau verlassen, stellen die grösseren und schwereren, die nicht nennenswert von den Wirbelströmungen beeinflusst werden und demzufolge ihre Bewegungen ohne grössere Abweichungen durch den Wirbelraum fortsetzen, meistens keinen grösseren Teil der die Progradationsterrassen bildenden Partikel dar. Die kleinen, leichten Partikel, welche die Wirbelströmungen in Schwebe halten, bis sie infolge Aufhörens dieser Strömungen oder Verminderung ihrer Geschwindigkeit absinken, kommen in wechselndem Ausmasse vor. Die Basalschicht der Terrassen besteht allerdings in der Regel hauptsächlich aus derartigem Schwebe-Material; es können aber nicht unerhebliche Mengen davon auch in den oberen Teilen, entweder in der Regel als dünne Schichten oder als ziemlich gleichmässig verteilte, feinkörnige Zwischenmasse vorkommen.[1] Der Hauptteil der Baumasse besteht doch

[1] Die feinkörnige Basalpartie der Terrassen dürfte grösstenteils von dem Sedimentmantel des Plateaus herstammen; die Feinkorneinlagerungen der oberen, im allgemeinen verhältnismässig grobkörnigen Hauptmasse der Terrassen dürften dagegen grösstenteils

gewöhnlich aus solchen Partikeln, deren Bewegung durch den Wirbelraum infolge vertikaler Wirbelströmungen einer Deviation unterworfen war, die im Verhältnis zu der, welcher Partikel der erwähnten extremen Gruppen unterliegen, intermediär genannt werden kann.

Auf dem Wege von der Plateaukante zum Sedimentationsplatz sind die Partikel dieser Gruppe u. a. den abwärts-rückwärts gerichteten Komponenten der Wirbelbewegungen ausgesetzt, wodurch sie in eine zur allgemeinen Bewegungsrichtung des transportierenden Mediums rückläufige Bahn geschleudert werden. Ob nun ihre Geschwindigkeit vor dem Ergreifen durch den Standwirbel konstant war oder sich verringerte (Parabelbahn), so muss die Deviation prinzipiell gleichartig sein.

Zahlreiche untersuchte Progradationsterrassen aus hinsichtlich ihrer Verfrachtung hauptsächlich »intermediären« Partikeln, aber auch mit recht hohem Gehalt an als Schwebematerial zu bezeichnenden Teilchen vermitteln den Eindruck, unter dem Einfluss »verkürzter Transportweite« entstanden zu sein, da sie zu hohen, schmalen Gebilden am Fusse der Felsplateaus zusammengedrängt sind, was bei gravitationeller Sinkstoffverteilung kaum in solchem Ausmass der Fall gewesen wäre (vgl. die soeben erwähnten flachen, breiten Verteilungskurven mit Maxima sowohl minerogener wie biogener Partikel in derselben Fraktion).

— Nach dem eben gesagten ist eine Möglichkeit, die Entstehung dieser schmalen Terrassen zu erklären, wohl auszuschliessen, nämlich, dass sie nur den proximalen Teil normal entwickelter breiterer Terrassen mit gravitationsmässig verteilten Partikeln bilden, was entweder primär dadurch zustandegekommen sei, dass horizontale Strömungen den Niederschlag im distalen Teil des Sedimentationsraums verhindert haben, oder auch sekundär durch Wegverfrachtung des dort aufgewirbelten Materiales durch solche Strömungen.[1]

Ausser den jetzt besprochenen, recht typischen, in proximal-distaler Richtung zusammengedrängten, m. E. unter Mitwirkung von Standwirbelströmungen ausgestalteten Terrassen kommen in Nord-Bohuslän auch breite Progradationsterrassen mit im grossen und ganzen gravitationsmässiger

---

von anderen, an der Luvseite gelegenen Mutterformationen gekommen sein. Es scheint mir nämlich recht unwahrscheinlich, dass grössere Feinkornablagerungen — trotz deren grosser Resistenz gegen Erosion — auf dem Plateau in einem so späten Abschnitt, wie z. B. der optimalen Entwicklungsperiode der Algen-Epibiosen (vgl. S. 69), stattgefunden haben; die Möglichkeit, dass solche Deposita während der anhaltenden Abtragung anderer Schichten blossgelegt worden wären, soll aber nicht geleugnet werden.

[1] Aus einem Vergleich der Partikelverteilung zweier Proben (die eine aus dem proximalen, die andere aus dem distalen Teil der Progradationsterrasse Nr. 47 Bräcka) ist die Einwirkung von Strömungsbewegungen auf die Partikelverteilung in proximal-distaler Richtung in einer solchen Terrasse zu ersehen; die Proben sind längs der gleichen Schichtenfläche entnommen.

Die Zusammensetzung der proximalen Probe geht aus der graphischen Darstellung

Partikelverteilung vor. In flachem Gelände mit geringem Niveauunterschied zwischen Produktionsplatz und Depositionsstelle, wird der Wirbelraum niedrig, so dass dort nur unbedeutende Wirbelströmungen entstehen, welche die gravitationsmässige Verteilung der zum Sedimentationsort gelangten Partikel nur wenig beeinflussen. Beispiele derartiger Terrassen sind die Lokalitäten Nr. 93 Tova A und 117 Ertseröd A.

Horizontale Standwirbelströmungen. Bei der Entstehung von Progradationsterrassen müssen auch horizontale Wirbel- und Rückströmungen von Bedeutung sein.

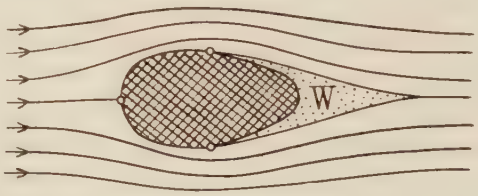


Fig. 19. Die Entstehung eines Wirbelraums. W = Wirbelraum. Nach SCHAFERNAK (1935, Fig. 131).

Wenn ein Strom einem Hindernis begegnet, entsteht Stromverteilung; an der Leeseite des Hindernisses bilden sich rückläufige Gegen- und hori-

des Sedimentationsverlaufs in Fig. 74 (Probe II) hervor; nachfolgend die Zusammensetzung der distalen Probe.

	Minerogene Partikel	Biogene Partikel	Sa.
> 2	5,5	11,9	17,4
$^1/_2$–2	34,1	8,5	42,6
$< ^1/_2$	35,1	4,9	40,0
	74,7	25,3	100,0

Die vergleichende Betrachtung zeigt (Vergleichsdaten in Gewichtsprozent), dass distal der Wert

I. der biogenen Phase der Fraktion $< ^1/_2$ mm niedriger ist (21,1 %), der minerogenen dagegen höher (5,1 %);

II. der biogenen Phase der Fraktion $^1/_2$–2 mm niedriger ist (11,5 %), der minerogenen Phase dagegen höher (19,1 %);

III. der beiden Phasen der Fraktion > 2 mm höher ist (biog. 3,9 %, minerog. 4,5 %);

IV. der Gesamtsumme der biogenen Bestandteile um 28,7 % niedriger ist.

Diese Partikelverteilung kann teils darauf beruhen, dass die leichter beweglichen Partikel durch Standwirbel proximal angereichert wurden. Andererseits wäre es denkbar, dass die in dem Altsunde, wo die Terrasse entstand, verlaufenden horizontalen Strömungen in die distalen Abschnitte des Wirbelraumes eingegriffen und die dort absinkenden, leichter beweglichen Partikel, bevor sie den Boden erreichten, fortgeführt haben. So könnten gewisse biogene Partikel zunächst auf Grund geringeren spez. Gewichts und für die Weiterbewegung günstiger Form fortgeführt worden sein (besonders die Punkte I und II sind zu beachten).

Fig. 20. Diminutive Progradationsterrasse. *Hydrobia*-Gehäuse im Wirbelraum eines quer zur Strömung liegenden Schlick-Gerölls. Vgl. Fig. 19. Die die Strömungen im Wirbelraum zeigenden Pfeile von mir eingezeichnet. (Natur und Volk 1939, S. 416.)

zontale Wirbelströme aus. Diese Strömungen werden kräftiger, je mehr der Winkel der breitesten Seite des Hindernisses gegen die Stromrichtung sich der Senkrechten nähert. Strömungen dieser Art entstehen sowohl hinter den grössten Inseln[1] wie auch hinter kleinen Steinen (Fig. 20).

Horizontale Wirbelströmungen und rückläufige Strömungen entstehen also hinter den Sedimente produzierenden Plateaus. Liegt ein solches Plateau symmetrisch zur Bewegungsrichtung des transportierenden Mediums und ausserdem noch in freier Lage, so entstehen auf der Leeseite zwei verschiedene Systeme von Wirbelströmungen, die symmetrisch zum Zentrum des Leeraumes liegen; liegt dagegen das Plateau unsymmetrisch zur Wasserbewegungsrichtung oder in den Schären mit verschiedenen Zuflussmöglichkeiten von beiden Seiten zum Wirbelraume, so werden die beiden Wirbelströmungs-Systeme nach der einen oder anderen Seite des Leeraumes verschoben. Auf Grund der mehr oder weniger unregelmässigen Ausgestaltung des Plateaus entwickeln sich daneben verschiedene aberrante Wirbelströmungen. Horizontale Standwirbelströmungen sind für die Sedimentationsprozesse von grosser Bedeutung, da sie, gleich den vertikalen Standwirbeln, den Weitertransport der zum Sedimentationsplatz herangefrachteten leichter beweglichen Partikel verhindern. Das gleichzeitige Vor-

[1] Vgl. die in ozeanographischer Literatur oft reproduzierte Karte (Nr. 2640 der brit. Admiralität) der Stromverteilung und der Kompensationsströme um Madagaskar.

kommen vertikaler wie horizontaler Wirbelströmungen in einem Wirbelraum fördert in besonderem Masse die Zurückhaltung solcher Sedimente.

Die Tätigkeit horizontaler Wirbelströmungen setzt sich natürlich für kürzere oder längere Zeit fort, nachdem die Plateauoberfläche über den Meeresspiegel gestiegen ist und damit die vertikalen Wirbelströmungen aufgehört haben; gleichzeitig müssen erstere stärker werden, da die Wirbelströmungen erzeugenden Wasserbewegungen grössere Schnelligkeit entwickeln können; nicht nur die tieferen Wasserschichten strömen wie vorher längs der Seiten des Plateaus vorwärts, sondern auch das Oberflächenwasser, das grössere Schnelligkeit als die tieferen Schichten erreichen kann. Nachdem die Wasserbewegungen längs der Plateauseiten allein die Beförderung von Plateausedimenten zur Ablagerungsstelle besorgen, dürften sie auch absolut betrachtet grössere Sedimentmengen heranfrachten, weil die Plateauseiten infolge günstigerer Wassertiefe grössere Mengen von Algen-Epibionten als vorher erzeugen können.

Es lässt sich nicht selten beobachten, dass Wasserbewegungen längs der Plateauseiten sowohl kleinere als auch grössere Partikel wie z. B. lebende Exemplare von *Purpura lapillus* sowie andere Gastropoden und vor allem an Tang haftendes Material — biogenes und minerogenes — mit sich führen. Es ist auch wahrzunehmen, wie das mitgebrachte Material — vermutlich durch kleine, gegen die Plateauseite gerichtete Wirbelströmungen — ganz nahe längs derselben sich zu bewegen gezwungen ist. Dies zeigt sich am deutlichsten an der Ecke des Plateaus; nicht alle mitgebrachten Partikel schwimmen vorbei und weiter grade hinaus, sondern einige folgen den an der Ecke tätigen Wirbelströmungen zu dem im Leeraum liegenden Ablagerungsplatze hin. — Durch Wellen transportiertes Material kann auf gleichen Wegen verfrachtet werden; ein Experiment wie das folgende zeigt es. Eine Sedimentmasse mit u. a. *Bittium reticulatum,* Rissoiden und ähnlichen Formen aber auch mit sehr verschieden grossen Mineralpartikeln (Ton — Grobsand) wurde auf der Luvseite einer kleinen Klippe plaziert, die nur einige Meter breit war und die ziemlich flach in das Meer abfiel; der Neigungswinkel schwankte an verschiedenen Abschnitten — schätzungsweise — zwischen 20 und 40° gegen den Horizont. Nach nur etwa halbstündiger Tätigkeit sehr unbedeutender, kaum mehr als centimeterhoher Wellen war dies Material grösseren Teils von der Luvseite auf die Leeseite geschafft, d. h. in eine Lage, die im Prinzip mit derjenigen einer Progradationsterrasse übereinstimmt. An der Stelle, wo das Material ursprünglich plaziert worden war, fanden sich nur noch einige grössere Mineralkörner; eine Anzahl weniger grosser Partikel bezeichnete den Transportweg um die Klippe herum, wie Fig. 21 zeigt. Der Transport ging in parabolischen Bahnen (vgl. z. B. Johnson 1919, S. 94) vor sich.

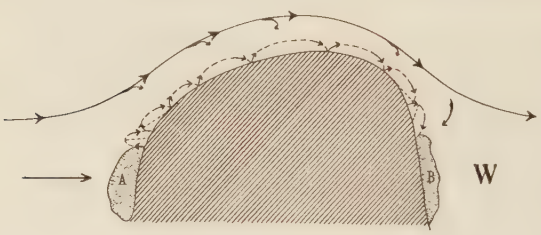


Fig. 21. Die Partikelbahnen beim Transport durch Wellen von Luv (A-) nach Leeseite (B). Erläuterung im Text. Wellen von links. W = Wirbelraum.

Passbänke. Progradationsterrassen bestehen doch nur zum kleineren Teil aus von Strömungen längs der Seiten des Plateaus herangeführtem Material; die Hauptmasse ist über das Plateau selbst verfrachtet und in der beschriebenen Weise deponiert worden. Das seitlich transportierte Material hat hauptsächlich dazu beigetragen, den obersten Terrassenabschnitt zu bilden. Gleichzeitig können die horizontalen Wirbelströmungen schon dort befindliches Material umlagern und dieses zusammen mit neu hinzukommendem zu einem Wall oder einer Bank an dem Treffpunkt beider Wirbelströmungs-Systeme anhäufen.

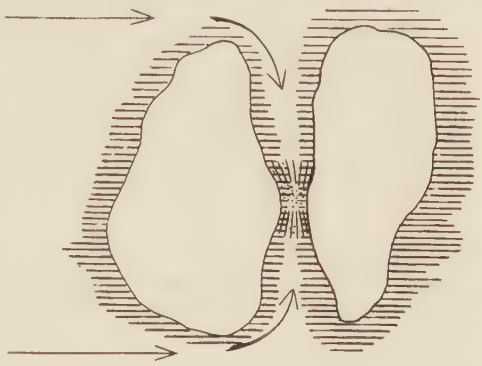


Fig. 22. Die Entstehung einer echten Pass-Bank.

In engeren, der Küstenlinie parallelen Tälern können solche Wälle oder Bänke das Tal überqueren und dessen Passgebiet bilden; derartige Schalenablagerungen könnte man Passbänke nennen. Sind die Wirbelströmungssysteme von verschiedenartiger Stärke, so verschiebt sich ihre Lage in Richtung gegen die Mündung des Sundes, durch welche die schwächere Strömung einmündet.

Echte Passbänke sind keine besonders gewöhnlichen Erscheinungen. Die Talpassbänke, die SANDEGREN unterschieden hat (1931, S. 80) und als häufig vorkommend bezeichnet (z. B. 1931, S. 79), sind nicht identisch mit echten Passbänken, die auf die oben beschriebene Weise entstanden sind. Gewiss stimmt die Lage echter Passbänke mit der von Talpassbänken gemäss der schematischen Zeichnung überein, siehe u. a. SANDEGREN 1924, S. 163 und 1931, S. 79, aber die Beschreibungen im Text z. B. 1931, S. 80 und 1937, S. 47 nebst dem Hinweis (1924, S. 163) auf eine Profilzeichnung, die eine derartige Ablagerung illustrieren soll (1924, S. 166), scheinen zu ergeben, dass SANDEGRENS Talpassbänke ihrer Lage nach am ehesten mit den Ablagerungen identisch sind, die ich als Deltas bezeichne, welche sich im Anschluss an ein schon bestehendes Passgebiet gebildet haben.

Erzeugung autogener Biosedimente. Obwohl allogene Komponenten im allgemeinen den unvergleichlich grössten Teil des Terrassenbaustoffes ausmachen, darf nicht vergessen werden, dass in der Regel auch autogene Elemente darin vorkommen. Oft finden sich Überreste von Raubformen — z. B. Echiniden —, die in der Regel aller Wahrscheinlichkeit nach dort gelebt haben. In dem Nekrotop wurde verschiedentliche Nahrung erzeugt; es ist auch zu vermuten, dass Nahrungsstoffe besonders vom Plateau der Nekrozönose zugeführt wurden. Vor allem durch treibenden Tang dürften lebende Organismen — Mollusken, Polychäten, Hydroiden u. a. — herangefrachtet werden. Aber auch von anderswo ist Nahrung nicht zum wenigsten in Form von Aas, herbeigeschafft worden; so sind

Funde von Vertebraten verschiedener Art in gewissen grösseren Schalenablagerungen beobachtet worden (RINGSTRÖM 1928). Ich selbst habe wahrgenommen, dass besonders Fischwirbel in grösseren Schalenablagerungen wie der Otterobank (Lok. Nr. 123) eingelagert sein können; ab und zu kommen auch Skelettstücke von Vögeln, Seehunden und Walen vorkommen (vgl. S. 283 f.). Es ist mir nichts Näheres bekannt, inwieweit Raubschnecken sich an Aas anderer Vertebratengruppen als Fische gütlich tun; es ist aber eine bekannte Tatsache, dass vor allem Bucciniden und Nassiden mit nie versagender Sicherheit und grosser Schnelligkeit sterbende oder tote Fische aufspüren. Eingelagerte Schalen solcher Raubschnecken können also sehr wahrscheinlich von Tieren stammen, die innerhalb der Grenzen der Nekrotopen gelebt haben.

In diesem Zusammenhang möchte ich auf die wohlbekannte Tatsache aufmerksam machen, dass der weitverbreitete Einsiedlerkrebs — *Eupagurus bernhardus* —, der ja auch eine Raubart ist, verschiedenartige Gastropoden-Gehäuse als Wohnung benutzt, u. a. nehmen junge Einsiedlerkrebse oft leere Schalen von *Littorina littorea* in Besitz. Die nicht so selten vorkommenden Schalen von *Littorina* und auch von anderen Strandformen in Ablagerungen, die in grosser Tiefe abgesetzt wurden, können somit als autogene Konstituenten eingelagert worden sein.

Unter den autogenen Elementen der Terrassen sind die Endobionten keineswegs immer von untergeordneter Bedeutung; vor allem gilt dies bei den überwiegend minerogenen Terrassen, innerhalb deren biogener Phase die autogenen Makrokonstituenten völlig überwiegen können; die Bodenbeschaffenheit ist dabei für die Zusammensetzung der Endofauna entscheidend. Aber auch Terrassen von Schalenbanktypus können Endobiontenschalen gewisser Gattungen und Arten enthalten; so bevorzugen *Thracia convexula*, *Tellimya tenuis*, *Yoldia amygdalea*, *Abra nitida* und viele andere Schalenboden. Quantitativ sind die Schalen solcher Formen in der Regel von keiner grösseren Bedeutung, können aber wichtige Angaben über den Bauprozess und die dabei vorhandenen hydrographischen Verhältnisse geben.

Autochthone Hypobionten müssen unter gewissen Umständen recht wirkungsvoll zum Aufbau sowohl biogener Progradationsterrassen als auch anderer Schalenablagerungen beigetragen haben. Die edaphische Voraussetzung dazu ist, dass die Sedimentmasse mit zahlreichen Hohlräumen versehen ist, welche sich für die Aufnahme von Hypobionten eignen. In gewissen Abschnitten der grossen Schalenbänke bei Uddevalla kann man zusammenhängende Schalen von *Saxicava arctica* in ursprünglicher Lage zwischen regellos verstreuten Schalen eben dieser Art und *Balanus kameri* beobachten.

De Geer reproduziert (1910, S. 1148) eine Profilzeichnung einer Sektion »zwischen Uddevalla und Bräcke« (l. c.), die u. a. eine Schalenschicht von

2—3 m Mächtigkeit einschliesst und *Balanus* (wahrscheinlich *B. hameri*), *Saxicava* und *Mytilus* enthalten soll. Da die Zeichnung keine Längenskala aufweist, kann der Leser betreffs der Länge der Sektion keine volle Klarheit gewinnen. Erstreckt sich dieselbe von Bräcke bis Uddevalla, müsste sie ungefähr 1,5 km lang sein. Erstaunlich ist die gleichmässige Dicke der Schalenschicht, was darauf hinweisen kann, dass sie hauptsächlich aus autogenen Elementen besteht; denn es wäre kaum denkbar, dass so schwere Partikel wie Schalen von *Balanus hameri* und *Saxicava arctica* (»uddevallensis«) sich so gleichmässig über ein grösseres Gebiet, wie in diesem Falle, verteilen könnten, wenn sie allogenen Ursprungs wären. Mir scheint die Beschaffenheit des Bodens kein Hindernis für seine Kolonisierung durch eine *Balanus hameri*-Biozönose gewesen zu sein. Die Schalenschicht ruht nämlich auf einem rötlichen Glazialton auf; solche Tone pflegen fest zu sein. Seit der Kolonisation scheint mir die fortgesetzte Vermehrung der Epibiose hauptsächlich autochthon, in diesem Falle wie bei einem Riff, vor sich gegangen zu sein.

Obengesagtes darf nicht als ein Versuch betrachtet werden, das klassische Schalenbankgebiet um Bräcke—Kuröd herum als einen völlig autochthon entstandenen Schalenschichtenkomplex zu deuten. Der in der Hauptsache allogene Charakter dieser im unmittelbaren Anschluss an Felsen entstandenen Terrassen mit von den Felsen ausgehendem allgemeinem Schichtenabfall ist durch frühere Untersuchungen (z. B. Odhner 1927 und Sandegren 1937) klar aufgezeigt worden. Ich selbst habe ähnliche Beobachtungen während eines dreijährigen Aufenthalts in dieser Gegend gemacht. Ich habe jedoch darauf aufmerksam machen wollen, dass die dortigen edaphischen und hydrologischen Verhältnisse von der Art waren, dass eine autogene Schalenablagerung der erwähnten Arten von einer gewissen Bedeutung für die Entstehung der Schalenbänke bei Uddevalla sein konnten und wohl bis zu einem Grade auch waren. Das besprochene Profil ist ein Indizium dafür; in Schalenmassen lokal eingeschlossene, zusammenhängende Schalen der hypobiontisch lebenden Muschel *Saxicava arctica*, der typischsten Form des Schalenbankkomplexes neben *Balanus hameri*, sind ein Beweis dafür.

Progradationsterrassen in Bildung. Die Bildung von Progradationsterrassen ist nicht leicht zu studieren, weil sie in verhältnismässig bedeutender Tiefe entstehen. Die submarinen Terrassen, die auf der O—Seite von Inseln oder grösseren Klippen beobachtet werden können, sind grösstenteils schon fertige Gebilde. Die Umlagerung, welcher die höheren Teile solcher untermeerischen Terrassen unterworfen sein können, lässt sich aber wahrnehmen.

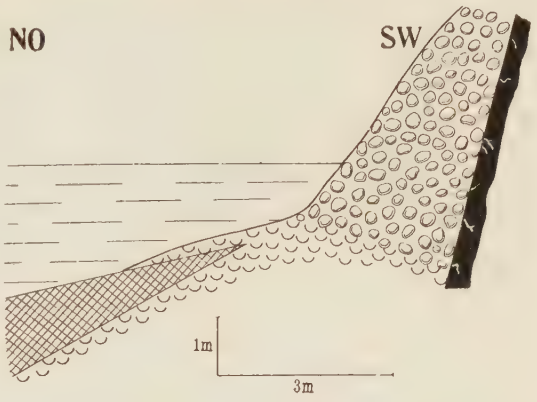


Fig. 23. Untermeerische Progradationsterrasse (Geröll auf Schalenschicht. Sekundär entstandene Gyttja-Schalenschichtenfolge; Erläuterung im Text).

Das Resultat eines solchen Umlagerungsprozesses kann darin bestehen, dass eine Schichten-

folge mit zwei Schalenschichten und einer mehr oder weniger gyttjahaltigen Schicht entstehen kann, wie dies in einer Progradationsterrasse am O-Abfall der Felseninsel Pinnö (Fig. 23) wahrgenommen wurde.

Die Hauptmasse der Terrasse stammt von der Oberfläche der unmittelbar W des Depositionsplatzes liegenden Insel; die Entstehung der Geröll-Schicht bezeichnet ihr Emporsteigen über den Meeresspiegel. Der distale Teil der Schalenschicht wurde danach von Gyttja bedeckt. Seitdem die Niveauveränderung so weit fortgeschritten war, dass der proximale, höchste Teil der Schalenmasse zur Meeresfläche erhoben wurde, war dieser Abtragung, hauptsächlich Abrasionstätigkeit, ausgesetzt. Die dabei entstandene kleine Abrasions- (Regradations-) Terrasse deckt den Proximalabschnitt der Gyttjaschicht.

In einem Falle wie dem vorliegenden wäre es grundlos, anzunehmen, dass die Gyttjaschicht zwischen zwei Schalenschichten ein Transgressionsmaximum bezeichnet (vgl. S. 316).

β. Progradationskegel.

Lage, Aufbau, Materialzufuhr. Die am regelmässigsten aufgebauten Terrassen liegen an der Leeseite ebener und nur in geringem Grade von Spalten durchzogener Plateaus. Sind dagegen Spalten auf den Plateaus vorhanden, so sammelt sich ein grosser Teil des über das Plateau verfrachteten Materials in diesen und wird nun in ihrer Richtung weiter befördert. Die Auffangung und Weiterleitung des Materials durch die Plateauspalten ist von grosser morphogenetischer Bedeutung.

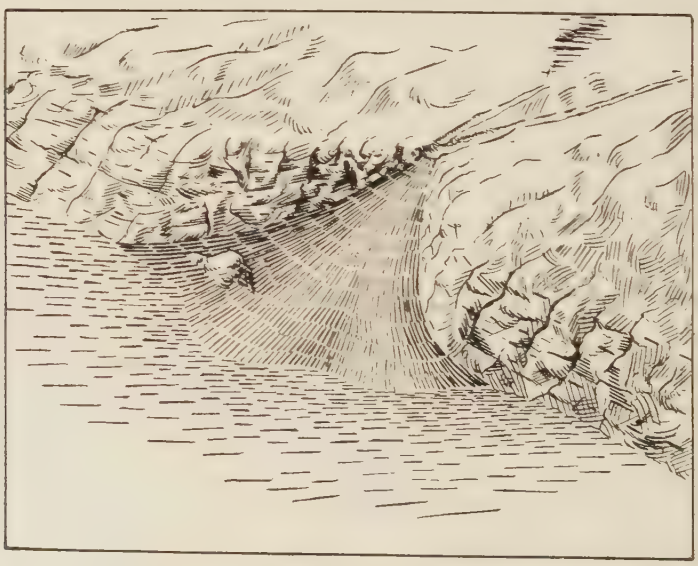


Fig. 24. Progradationskegel mit Zufuhrspalten. Halbschematische Abbildung des Kegels Nr. 3 Mörk, S. 186.

Fig. 25. Progradationskegel. Lok. Nr. 64 Kampetorp (vgl. Fig. 33): Kegel (B) vom Delta (A) aus gesehen.

Tiefe und ausgeprägte Spalten sind die effektivsten Sammel- und Verfrachtungsrinnen; aber auch flache, wenig scharfe Spalten scheinen diesbezüglich recht leistungsfähig zu sein. Die Plateauspalten sammeln und befördern minerogene und biogene Partikel, sowohl die allerkleinsten und leichtest transportierbaren wie auch mächtige Blöcke.

Ausserhalb der östlichen Mündung werden submarine Progradationskegel gebildet, ebenso wie Bergbäche unten am Berge Alluvialkegel aufschütten.

Die Zusammensetzung dieser Progradationskegel kann sehr verschiedenartig sein; die Partikelverteilung — minerogen wie biogen — kann zwischen Extremen schwanken, d. h. zwischen vollständigem Vorherrschen der minerogenen und beinahe ebenso vollständiger Dominanz der biogenen Partikel. Bestimmend hierfür ist natürlich zu allererst der Umfang der minerogenen Mutterformationen und die Produktionsfähigkeit der Sedimente erzeugenden Biozönosen. Die Grösse der Partikel der Mineralkorndepots und die Artenzusammensetzung der betr. Biozönosen gibt vor allem den Ausschlag für die Partikelverteilung im Kegel.

Die vertikale Partikelverteilung eines Progradationskegels ist im Prinzip der einer Progradationsterrasse gleich. Zuunterst besteht der Kegel aus feinkörnigen, minerogenen Sedimenten, zuweilen mit Überresten hauptsächlich autogener endobiontischer Schalenfaunen. Darauf folgen grössere minerogene Partikel; ihre nach oben hin weiter zunehmende Grösse kann bis zu einer Deckschicht aus Geröll ansteigen. Innerhalb der Geröllschicht

Fig. 26. Proximalteil eines Progradationskegels mit Gerölldeckschicht. Lok. Nr. 123 Otterö. Vgl. Fig. 46: GK.

liegen die kleinsten Blöcke zuunterst und die grössten zuoberst. — Die Einlagerung allochthoner biogener Gerüstteile in der Schichtenserie ist, ebenso wie bei den Terrassen, in der Regel in wachsendem Umfang vor sich gegangen, was im allgemeinen aus der Totalkurve der biogenen Sedimentationsphase ersichtlich ist.

Ein Schnitt durch den grossen Progradationskegel der Lokalität Nr. 42 Prästängen I ist recht instruktiv (Fig. 27 und 28). Man unterscheidet von oben nach unten folgende Schichtung:

F. Geröll mit Zwischenmasse aus Kies (ca. 3 m). — Distal wird Zone E von einer kleineren *Ostrea*-Bank überlagert, die aber nicht zu den Kegelsedimenten gehört.

E. Die eigentliche Schalenschicht (3 m).

D. Sand- und Kiesschicht (2,5 m); die Schichtung fällt von der Spitze des Kegels ab. In dem unteren Teil kommen Blöcke vor, in dem oberen Teil ist diese Schicht ein wenig schalenführend.

C. Glazigener Ton; er ist gelbbraun und enthält keine Schalen (kleinere Schalen können örtlich eingelagert sein; sie sind aber von obenaufliegenden Schalenschichten in oberflächliche Eintrocknungsrisse des Tones hinuntergefallen und durch Regen eingebacken worden). Die maximale Mächtigkeit der Tonschicht beträgt im Schnitt etwa 1 m; sie keilt gegen den Proximalteil des Kegels aus.

B. Moräne und glazifluviale Bildungen.

A. Felsen.

Fig. 27. Längsschnitt eines Progradationskegels. Lok. Nr. 42 Prästängen I. Erläuterung im Text.

Die Entstehung dieser Schichtenserie dürfte folgendermassen zu erklären sein. Als die glazigenen Mineralkorndepots des Plateaus — es sind noch recht bedeutende Reste vorhanden — einer stärkeren Abtragung unterworfen wurden, wurden u. a. die Partikel mobilisiert, welche in der untersten, nicht glazigenen Schicht der beschriebenen Schichtenfolge deponiert sind, d. h. in Schicht D. Das Material wurde durch eine NW–SO-Spalte zur Ablagerungsstelle gelenkt (Fig. 100). Nachdem durch den Abtragungsprozess geeignete Teile der Plateauoberfläche für Schalen produzierende Biozönosen empfänglich geworden waren — besonders Algen- und Felsen-Epibiosen —, und nachdem auch die Wassertiefe sich derartigen Lebensgemeinschaften angepasst hatte, bildete sich dazu eine biogene Sedimentationsphase. Diese nahm während der Entstehung des oberen Teils von Zone D ihren Anfang und hat, ständig zunehmend, während des Aufbaus von Zone E sich fortgesetzt[1], was darauf hindeutet, dass immer grössere Abschnitte der Oberfläche des Plateaus für Biozönosen genannter Art zugänglich wurden und dass vielleicht auch die Tiefe des Wassers für die

[1] Die Deposition gewisser, leicht mobiler Partikel im Kegel — z. B. im Horizont E — ist zweifellos durch Standwirbel am Ablagerungsplatz gefördert worden, die teils horizontal, hinter Klippe B, teils vertikal hinter einem Moränenwall (P) zwischen dieser Klippe und dem grossen, Material liefernden Plateau auftraten (Fig. 100).

Algenvegetation günstiger wurde. Die biogene Sedimentation hat sehr plötzlich ein Ende gefunden, als ein Teil der Residualsedimente der glazigenen Depots des Plateaus, die beim Aufsteigen des Plateaus zum Meeresspiegel unter den Einfluss der maximalen Brandung gerieten, über den Kegel gespült wurde. Ebenso plötzlich, wie der Transport dieses Materials begonnen hat, hat er auch geendet. Wie schon gesagt, liegt noch ziemlich viel Residualsediment auf dem Plateau, auch ist die Transportrinne fast vollständig mit Material, das nicht bis zum Progradationskegel gelangte, ausgefüllt.

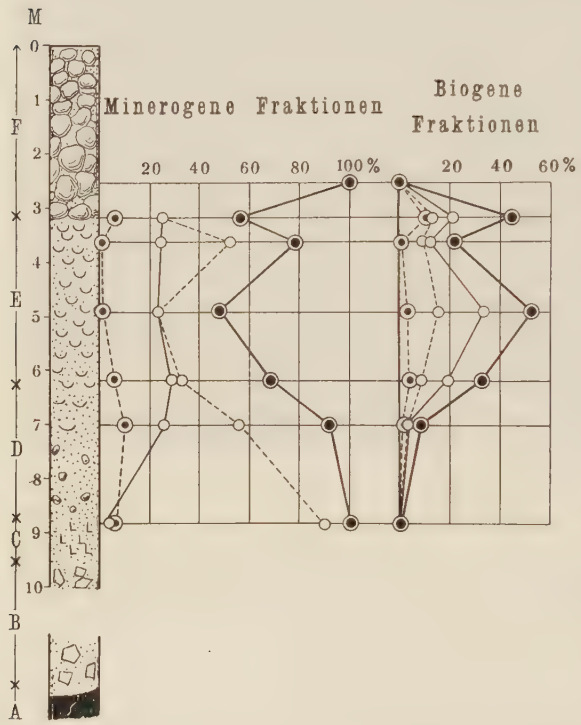


Fig. 28. Profil und Partikelverteilung eines Progradationskegels. Prästängen, vgl. Fig. 27. Zeichenerklärung S. 327.

Die grosse Ähnlichkeit des inneren Aufbaus der Progradationsterrassen und Kegel ist durchaus verständlich; diese morphologisch verschiedenen Bildungen sind nur verschiedene Typen der Ausformung genetisch übereinstimmender Ablagerungen. Der Verlauf der Sedimentation spiegelt in beiden Fällen die Entwicklung auf einem Sedimente liefernden submarinen Plateau in einem zurückweichenden Meere wider; einerseits eine allmähliche Erschöpfung der dort vorhandenen Mineralkorndepots, andererseits die Besitznahme des Plateaus durch Felsen- und Algenepibionten, die in steigender Anzahl das Plateau während der Regression kolonisiert haben; infolge wirklich erhöhter Produktion biogener Sedimente, wie auch Minderung des Mineralkornvorrats wuchs während der Regression das Potential des Plateaus, biogene Sedimente hervorzubringen, wie aus den Sedimentationskurven der Terrassen und Kegel zu erkennen ist.

Kegelkomplexe. Sehr häufig gibt das gleiche Plateau Material für sowohl Terrassen wie Kegel her, wie auch festgestellt werden kann, dass ein und dasselbe Mineralkorndepot das Material für Terrassen und Kegel geliefert hat, die Seite an Seite längs des O-Abhanges eines Plateaus liegen.

Auf der Karte Fig. 29 wird ein Gebiet wiedergegeben, das sehr an-

schaulich den engen Zusammenhang der Spalten-Tektonik des Produktionsplateaus mit der morphologischen Gestaltung der von diesem stammenden Progradationsprodukte zeigt. Dieses Gebiet umfasst u. a. die schalenführenden Ablagerungen bei Torseröd (Lok. Nr. 84). Längs des Fusses des NO-Abhanges des grossen westlichen Plateaus liegt eine Reihe von Progradationsanhäufungen. Sie können zusammen als eine grosse Terrasse betrachtet werden; ihr Aufbau soll hier im Einzelnen besprochen werden.

In gewissen Abschnitten ist die grosse Terrasse wie eine Schalenbank (A, B und P) aufgebaut; in anderen Teilen hat sie dagegen, äusserlich betrachtet, den Charakter einer minerogenen Ablagerung (T, C und D). (Diese können aber, wie die Mikroanalyse zeigt, grosse Mengen von Organismen, vor allem Foraminiferen enthalten.)

Eine genauere Untersuchung der Oberflächen-Morphologie der Grossterrasse zeigt, dass sie u. a. aus einer Reihe von Kegeln zusammengesetzt ist, die sich an die NO-Mündungen von Plateauspalten anschliessen; die Kegel sind wenigstens in einem Falle durch eine typische Terrassenbildung (T) verbunden. Die auffälligsten Kegel sind auf der Karte mit A, B und C bezeichnet worden; sie liegen ausserhalb ausgeprägter tiefer Spalten (*a*, *b* und *c*). Daneben finden sich in der Grossterrasse viele kleinere Kegel, die ausserhalb der Mündung kleinerer Spalten abgesetzt worden sind (M).

In Bezug auf die Gestaltung der grösseren Kegel im Einzelnen sei darauf hingewiesen, dass die Längsachsen der Kegel A und B nicht mit der Längsrichtung der zu den betr. Kegeln gehörenden Zufuhrkanäle übereinstimmen. Das hängt mit der Verschiebung der Sedimentationsräume ausserhalb der Spaltenmündungen durch lokale Wasserbewegungen zusammen, welche durch die Bodenkonfiguration aus der allgemeinen Strömungsrichtung abgedreht wurden.

Der mit A bezeichnete Kegel scheint hauptsächlich durch Materialtransport durch Spalte *a* (daneben vielleicht auch durch *e* und *f*) angereichert worden zu sein. Die Richtung der Längsachse des Kegels weicht jedoch von der Richtung der Hauptzufuhrspalte (*a*), und zwar nach links von der Transportrichtung aus gesehen, ab. — Der mit B bezeichnete Kegel ist durch die sehr deutlich ausgeprägte Spalte *b* angereichert; seine Längsachse weicht weniger als im vorhergehenden Falle von der Spaltenrichtung ab, aber hier nicht nach links, sondern rechts.

Die Lage der Längsachsen dieser zwei Kegel, im Verhältnis zur Richtung der Zufuhrkanäle gesehen, scheint mir durch die Strömungsrichtung in dem Teil des Sundes, in dem beide Kegel liegen (siehe Richtung der Pfeile in Fig. 29), verursacht. Es ist klar, dass die Abweichung bei Kegel A stärker als bei Kegel B gewirkt hat, welch letzterer einer wesentlich schwächeren Strömung, der rückläufigen Gegenströmung der ersteren, ausgesetzt war. Die Richtung der Haupt- wie Rückströmung gibt ausserdem Aufschluss, weshalb die Längsachsen beider Kegel gegeneinander konvergieren.

Fig. 29. Sedimentationsgebiet mit u. a. komplexer Progradationsanhäufung. Oberflächenkonfiguration durch Formenlinien angedeutet. Flugaufnahme. Lok. Nr. 84 Torseröd. A und B = Progradationskegel mit Schalenbankfazies, C und D = Progradationskegel mit Sandfazies, T = Progradationsterrasse mit Mineralkornfazies, P = Progradationsterrasse mit Schalenbankfazies, M = Komplex aus Kleinkegeln und -Terrassen; *a*, *b*, *c*, *d*, *e*, *f* und *i* Verfrachtungsrinnen; R = Regradationssedimente, G = Mineralkorndepot, S = Spornartige Bildung aus Kies, K = Delta, RT = Regradationsterrasse (Lok. Nr. 85 Buar).

Meine Annahme, dass die Strömungen in dem erwähnten Abschnitte des Altsundes in der Hauptsache so, wie eben skizziert wurde, verliefen, wird durch einige ergänzende Beobachtungen gestützt. Die entgegengesetzte Seite des Tals besteht aus mächtigen, ausschliesslich minerogenen

Sedimenten (G). An den obersten Teilen des Abhangs treten die glazigenen Anhäufungsprodukte zu Tage; dort finden sich auch ausgewaschene Blöcke. Darunter folgt abgespülter und gerollter Kies (zuweilen mit recht schönen Strandwällen) und zuunterst die Hauptmasse der am Tage liegenden Sedimente des Abhanges, nämlich ein sandiges, distales Decksediment.

Diese Sedimente gehören einer typischen Regradationsbildung an. Von dieser, die noch ein bedeutendes Mineralkorndepot ausmacht, konnte die genannte Strömung Sediment fortführen. Schwer zu verfrachtende Partikel wurden in direktem Anschluss an das Depot u. a. in Form eines Sporns (S) deponiert (gut sortierter Kies). Dagegen wurden kleinere Partikel weiter weg verfrachtet; ein Teil davon (von der Grössenordnung Sand und Mo) wurde von der Rückströmung dem Gebiete R zugeführt. Die aus Progradationskegeln und -Terrassen gebildete Grossterrasse enthält also auch gewisse Regradationssedimente.

Von den Partialterrassen weist Terrasse T eine sehr regelmässige Gestaltung auf; eine Bohrung bis zu einer Tiefe von 5,25 m zeigte, dass die unteren Teile aus Ton bestehen. Die Partikelgrösse nimmt jedoch in der Schichtenfolge nach aufwärts allmählich zu, so dass die obersten Teile der Schichtenreihe hauptsächlich Sand und Kies enthalten. Die feineren Sedimente enthalten Reste von Makro- und Mikroendobionten, vor allem grosse Mengen grösstenteils allogener Foraminiferen. — Im Gegensatz dazu hat Terrasse P eine andere Zusammensetzung; ihre aus recht gut sortiertem Schalenmaterial bestehende Grundmasse scheint unter dem Einfluss horizontaler, den Sund durchlaufender Strömungen sedimentiert zu sein. — Der mit C bezeichnete Kegel ist durch Materialtransport aus den beiden Spalten *c* angereichert worden. Sein rechter Teil liegt, von der Transportrichtung aus gerechnet, frei, und ist schildförmig gewölbt. Gegen NW hängt er mit durch die Spalten *d* und *i* angereicherten Kegelbildungen zusammen; die letzteren stossen ihrerseits zusammen und bilden eine breite, minerogene, terrassenähnliche Bildung. Die Zusammensetzung des Kegels C ist überwiegend minerogen; spärlich eingeschlossene Schalen zeigen seinen marinen Charakter an.

Einige weitere, in Fig. 29 angegebene Umlagerungssedimente verdienen Beachtung, nämlich ein gut ausgebildetes Delta bei K und eine lange Regradationsterrasse RT, welch letztere streckenweise eine Landstrasse wie auch einen Eisenbahndamm trägt.

Nicht immer liegen die Indizien für die Entstehungsgeschichte einer Ablagerung so klar wie eben beschrieben; nachstehend soll von einer Anhäufung die Rede sein, die tatsächlich als Progradationskegel gebildet ist, aber in ihrer morphologischen Gestaltung keinen besonderen Anhaltspunkt diesbezüglich bietet.

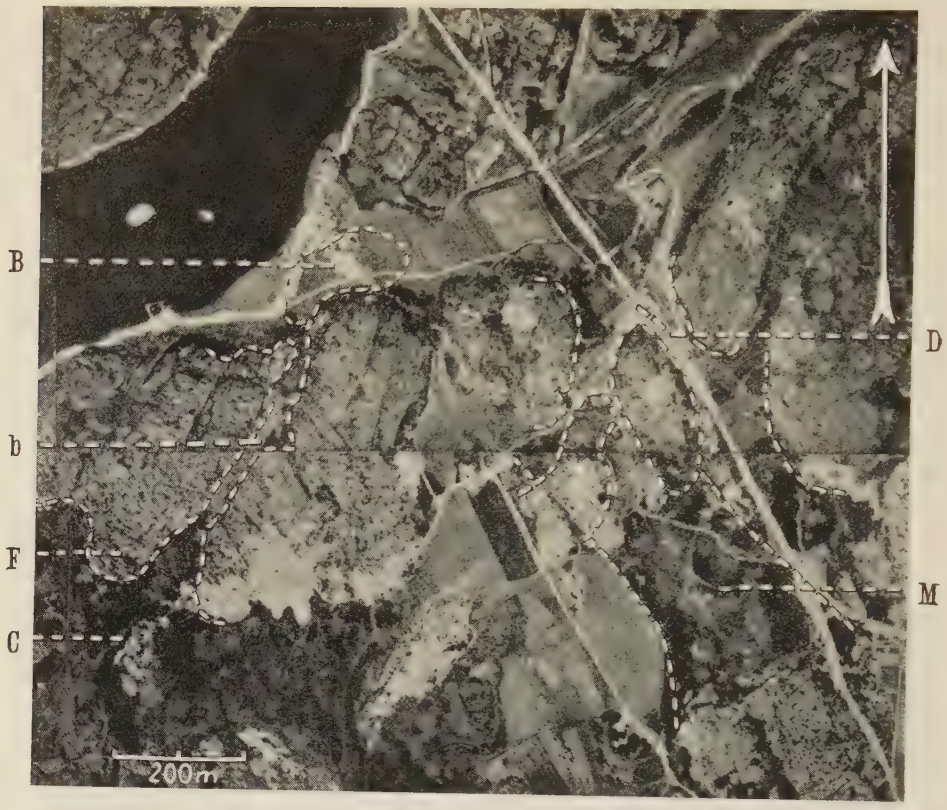


Fig. 30. Progradationskegel mit Produktionsgebiet und Verfrachtungsrinne. Flugaufnahme. Lok. Nr. 105 Edsvik A. C = Lage des ehemaligen *Corallina*-Biotops, b = Zufuhrkanal, B = Progradationskegel, F = Felsen mit gebanktem Granit, D = Progradationskegel, M = Abschnitt der Ulmekärr-Moräne. Nähere Erläuterung im Text.

Gemeint ist die Ablagerung Nr. 105 Edsvik A, gelegen in dem tiefen SW–NO-Tal, das Edsviken mit den innersten Teil des Sannäsfjords (Bladviken) verbindet; ihre Lage im Tal geht aus der Karte (Fig. 30) hervor.

In der Schichtenfolge kann ein oberer und ein unterer Abschnitt unterschieden werden, ersterer ist konkordant geschichtet mit fast horizontalem Schichtenbau und besteht aus umschichtigen schalenreichen Horizonten und schalenarmen Kies- und Sandschichten. Diese Schichtung ist in Strandlage entstanden. Die Mächtigkeit der oberen Abteilung nimmt in Richtung auf den jetzigen Strand hin zu, wo sie etwa 2 m beträgt. — Die untere Abteilung der Schichtenreihe kennzeichnet sich durch hohen Gehalt an *Corallina*-Gliedern. Die Mächtigkeit ist nicht festgestellt worden, noch bei etwa 6 m unter der Bodenfläche war indessen *Corallina*-Sand vorhanden. Diese Abteilung ist mit Sicherheit keine Strandbildung.

Hinsichtlich der Entstehung der Ablagerung in ihrer Gesamtheit kann zunächst festgestellt werden, dass die konfiguratorischen Verhältnisse des Tales, in dem die Ablagerung liegt, kaum die Entstehung eines Sedimen-

tationsraums an der Ablagerungsstelle veranlasst haben können; weder eine seitliche Talverengung, die horizontale Standwirbel erzeugen konnte, noch eine Talschwelle, die im Stande war, vertikale Strandwirbel zu verursachen, sind in der Nähe der Ablagerung vorhanden. Folglich kann diese in Lage und Ausgestaltung an ein Delta erinnernde Deposition (siehe S. 94) keine solche Bildung sein.

Um die Frage der Entstehungsweise der Ablagerung zu klären, muss hier wie in allen ähnlichen Fällen zunächst der Weg der Partikel zum Depositionsplatz gesucht werden; daneben muss das Produktionsgebiet der Sedimente aufgesucht werden, um herauszufinden, ob dort Bedingungen vorhanden waren, die biogene Phase der bewussten Ablagerung zu erzeugen. Da, wie erwähnt, die Bewegung des transportierenden Mediums gewöhnlich landwärts gerichtet ist, ist also der Transportweg zum Ablagerungsplatz seewärts von diesem aus zu suchen. Im vorliegenden Fall muss das Produktionsgebiet auf dem Felsplateau SW des Nekrotops liegen; dieses Plateaugebiet erhebt sich 40—60 m steil über der Talsohle. Der recht eng begrenzte Umkreis der Ablagerung deutet ausserdem darauf hin, dass die Sedimente dorthin durch einen bestimmten Zufuhrkanal dirigiert wurden — eine Spalte, die in diesem Falle zum SW—NO-Spaltensystem gehören muss. Eine Überprüfung der topographischen Verhältnisse zeigte, dass eine derartige Spalte unmittelbar SW der Ablagerung mündet. In dieser Spalte liegen die deutlichsten Zeichen davon vor, dass besonders kräftige Wasserbewegungen durch sie geströmt sind. Ein in der Mitte der Spalte liegender mächtiger Geröll-Haufen ist nämlich von einer, offenbar durch die reissende Bewegung der Wassermassen entstandenen Rinne durchzogen. — Die Grösse der Blöcke nimmt von SW gegen NO auffällig ab. Bei der SW-Mündung kann ihr Durchmesser 1—2 m betragen[1]; die Blöcke des genannten Geröll-Haufens in der Spaltenmitte sind kleiner und viel runder. M. E. ist diese Blockanhäufung der Überrest einer die Rinne überquerenden, kleineren Endmoräne.[2] Die offenbar mit grosser Kraft durch die Moräne durchbrechenden Wassermassen haben daraus abgetragene, kleinere Partikel der NO-Spaltenmündung zugeführt und zum Teil in der hier zu besprechenden Ablagerung eingelagert, doch wurden gewisse grössere in der Spalte deponiert. Die Grösse der letzteren nimmt in der Deckschicht

[1] Die in der SW-Mündung der Spalte liegenden, recht kantigen Blöcke wurden mit grösster Wahrscheinlichkeit aus dem dünngebankten Granit der nur unbedeutend höher als die Rinne liegenden flachen Felsen bei F (Fig. 30) herausgebrochen. Dort finden sich noch vereinzelte Blöcke identischen Aussehens und zwar in unmittelbarer Nähe ihrer Mutterklüfte. Da der Transport durch Eistrift bewirkt sein dürfte, kann er — infolge Eisstauung in der trichterförmigen Mündung — sehr spät stattgefunden haben, wahrscheinlich nach hauptsächlicher Beendigung der Sedimenttransporte durch die Rinne.

[2] Das Gebiet um die Ablagerung herum ist relativ reich an kürzeren Endmoränen; in Fig. 30 (M) sieht man einen Abschnitt der für diese Gegend recht grossen sog. Ulmekärr-Moräne.

stetig von der durchbrochenen Blockanhäufung gegen die NO-Mündung der Spalte hin ab (unmittelbar an der Mündung rundgeschliffener Kies).

Ein Teil der biogenen Partikel der Ablagerung wurde zweifellos im Zufuhrkanal erzeugt; nicht zuletzt müsste *Corallina officinalis* dort gute Lebensbedingungen gehabt haben. Diese Alge fordert nämlich neben lebhafter Wasserzirkulation auch Schutzmöglichkeiten hinter Steinen u. ä. gegen zerstörende Wasserbewegungen; beide Voraussetzungen finden sich im Zufuhrkanal. Hier liegt aber klar zu Tage, dass die Produktion biogener Sedimente dortselbst nur eine untergeordnete Rolle für die Entstehung der grossen Ablagerung spielte. Ohne Schwierigkeit lässt sich hier der Hauptproduktionsplatz der biogenen Partikel bezeichnen; dieser muss nämlich ein unmittelbar ausserhalb der SW-Mündung der Spalte sich ausbreitendes, flaches Granitbecken mit etwa 700—800 m Durchmesser sein; es ist jetzt von einem Torfmoor ausgefüllt (S. G. U. Ser. D. N:o 51: Torfmoor Nr. 96). Das Felsbecken ist gegen das Meer nur durch eine niedrige Felsbarriere abgegrenzt, die den Zutritt von, der *Corallina*-Gemeinschaft förderlichem Wasser von der Meeresseite nicht nennenswert hinderte; andererseits muss diese Barriere doch als Wellenbrecher gewirkt haben. Unter diesen Umständen musste die *Corallina*-Biozönose die vorzüglichen Standortverhältnisse der flachen Seiten des Granitbeckens vorteilhaft ausnutzen können.

Die gegen das Felsbecken trichterförmige SW-Mündung der Transportrinne war zum Auffangen der aus dem Granitbecken abgetragenen Partikel während ihres landwärts gehenden Transports besonders geeignet, falls namentlich diese Mündung damals weniger als jetzt mit grossen Blöcken angefüllt war (vgl. Anm. 1, S. 89).

Die etwa 40 m unterhalb der NO-Mündung der Spalte abgesetzten biogenen Partikel wären zweifellos, wenn mit abnehmender Tiefe die Wasserbewegungen am Depositionsplatz immer lebhafter wurden, abgetragen und zerstreut worden, falls nicht vorher schwer bewegliche minerogene Partikel, wie sie im oberen Abschnitt der Ablagerungen enthalten sind, sie überdeckt hätten; ihr Ursprung ist ohne Zweifel das Bergplateau S und SW des Sedimentationsplatzes.

Die Flugaufnahme Fig. 30 gibt auch die Lage einer anderen Progradationsbildung an, nämlich bei D. Ein Abschnitt von dieser ist als Schalenbank abgesetzt, die Grundmasse eines anderen ist minerogen; u. a. sehr spärlich vorkommende Molluskenschalen zeigen aber den marinen Charakter der letzteren. Die minerogenen Bestandteile stammen aus der erwähnten Ulmekärr-Moräne (M).

Progradationskegel in Bildung. Das Beispiel eines Progradationskegels, der anders als die bisher behandelten zusammengesetzt ist, soll im folgenden beleuchtet werden, gleichzeitig ein Beispiel für die Bedeutung der Sedimente zurückhaltenden Kräfte am Ablagerungsplatz; dieser Kegel

liegt ausserhalb der N-Mündung des Strömsunds ca. 5 km SO von Lysekil. — Hier wurden 13 aufeinander folgende Proben aus dem Boden des Sundes und dem in seiner Verlängerung liegenden Progradationskegel (zusammen eine Strecke von ca. 450 m) empor geholt.[1]

Der Strömsund, ein Verbindungsglied zwischen Kolje- und Gullmarfjord, ist unter den schwedischen Marinzoologen wegen der dort vorhandenen, der ausserordentlich lebhaften Strömung angepassten Fauna wohl bekannt. Der Sund ist sehr eng — nur 20—30 m breit; die nach der N-Mündung zunehmende Tiefe schwankt zwischen 5 und 8 m; ausserhalb der N-Mündung nimmt sie schnell bis 21 m zu.

Eventuelle Messungen der Strömungsgeschwindigkeit im Sunde sind meines Wissens nicht veröffentlicht. Gislén berichtet, dass die kräftigsten Strömungen in dem von ihm untersuchten Gebiet des Gullmarfjords wahrscheinlich im Strömsund vorkommen (1929, S. 116), Antevs betont auch, dass der Strömsund sich durch ungewöhnlich starke Strömung auszeichnet (1928, S. 509). Die mit diesem Gebiet wohlvertraute Besatzung des Untersuchungsfahrzeuges »Akka« hat gemeldet, dass die Strömungsgeschwindigkeit sich dort schätzungsweise bis auf 3—4 Knoten belaufen kann. Zum Vergleich sei erwähnt, dass in dem ca. 6 km S von Strömsund gelegenen Malösund bei Ausbesserungen des dortigen Fahrwassers eine Strömung von 5 Knoten (und noch mehr) gemessen wurde (nach Mitteilung des Leiters der dortigen Arbeiten, Herrn Ing. Bergulfs). Strömsund und Malösund (»Norr-« bzw. »Sydströmmarna«) sind beide gleiche Ausfahrtswege des Koljefjords; auch wenn man daraus nicht den Schluss ziehen kann, dass die Strömung im Strömsund ebenso gross ist wie im Malösund, so dürfte dieses Verhältnis doch wohl andeuten, dass die Strömung im Strömsund nicht zu hoch geschätzt worden ist.

Der Sund. Blöcke, Kies und Sand kennzeichnen den Grund des Sundes, daneben kommen aber auch feinere Partikel, sogar Ton, vor. Ton- und andere Feinpartikel können zusammen mit Sand gewisse Partien des Grundes bilden, aber sie können auch auf grobblockigem Grund vorkommen.

Es lässt sich fragen, wieso solche Partikel sich überhaupt in einem Sund mit so gut wie ständiger Strömung haben absetzen können. Vor allem erstaunlich ist, dass sie auf blockreichem Grund abgelagert wurden, wo man besonders kräftige Strömung erwarten darf. Gerade die Gegenwart von grossen Blöcken muss jedoch die Ursache des Niederschlags von Feinkornsedimenten an diesen Plätzen gewesen sein, indem nämlich im Gebiet der Blöcke ein ganzes System von kleinen Wirbelräumen entstand, welche die Sedimentation von Feinpartikeln gefördert haben.

Es ist mir nicht bekannt, ob die Feinkornsedimente des Strömsundes konstante Deposita sind. Antevs gibt an (1928, S. 509), dass er keine anderen minerogenen Bestandteile habe finden können als Kies und kleinere Blöcke sowie groben Sand. Es lässt sich also vermuten, dass die Feinkornein-

[1] Die Proben wurden mit besonders feinmaschigem Netzsack aufgeholt. Diese zur Untersuchung der Partikelverteilung unzureichende Probenentnahmemethode muss im folgenden beachtet werden.

lagerungen ephemärer Natur seien, die je nach dem Wechsel der Wasserbewegungen deponiert oder abgetragen werden. Bei grösseren Feinkornablagerungen in der Nähe der Wasseroberfläche im S-Teil des Strömsundes hat sich eine schnelle und umfangreiche Abtragungs- und Aufschüttungstätigkeit feststellen lassen; solche Prozesse dürften auch in tieferen Teilen des Sundes vor sich gehen.

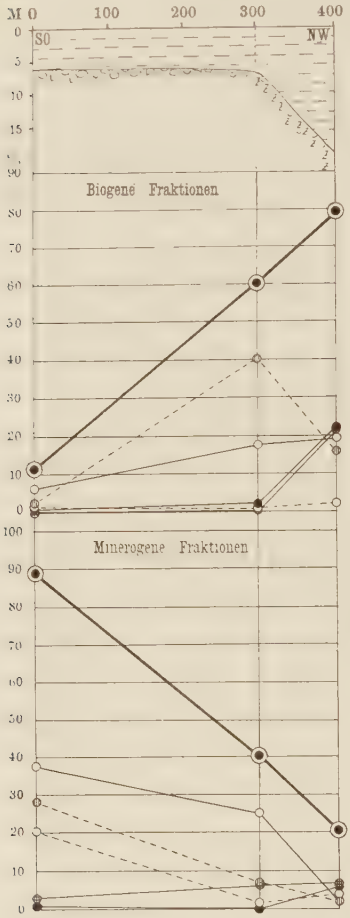


Fig. 31. Strömsund. Profil und Partikelverteilung im Sunde und Kegel. *Z* = *Zostera*-Detritus. Zeichenerklärung S. 327.

Die Biozönosen des Strömsundes enthalten als sehr typische Konstituenten sessile sowie mobile Epibionten. Die Gruppe der sessilen Formen ist vor allem durch zahlreich vorkommende Kalkröhren-Polychäten ausgezeichnet (meist *Pomatoceros triqueter*), sowie durch Chitoniden (vor allem *Tonicella marmorea* und *Lepidopleurus asellus*). Unter den mobilen Makroformen fallen die zahlreichen von Raub und Aas lebenden Schnecken auf (*Scalaria communis*, *Nassa reticulata*, *Buccinum undatum;* erstere ist typisch für den Strömsund). Ausserdem kommt eine Anzahl kleinerer Formen meist als Algen-Epibionten vor (z. B. *Gibbula cineraria*, *Acmaea virginea, Bittium reticulatum, Littorina littorea, Lacuna divaricata* und *Rissoa violacea*). *Saxicava arctica, Anomia patelliformis, Modiola phaseolina* und *M. modiolus* sind allgemein vertretene Arten. Lebende Endobionten sind dagegen selten, mit Ausnahme des Gebietes an der N-Mündung des Sundes, wo *Abra alba*, *Mya truncata*, *Mactra elliptica*, *Corbula gibba* u. ä. beobachtet wurden. *Corbula gibba* kommt jedoch auch an anderen Stellen des Sundes vor. Ostracoden und Foraminiferen (von letzteren hauptsächlich *Rotalia beccarii*) finden sich auch im Strömsund. Trotz genauer Durchsicht konnte ich doch keine lebenden Exemplare von *Ostrea edulis* und *Tapes pullastra* antreffen, welche Arten ANTEVS bei seiner Untersuchung 1919 gefunden hatte (1928, S. 509).

Die Nekrozönosen des Sundes enthalten jedoch ansehnliche Mengen von Schalen solcher Formen, die nicht den Biozönosen des Sundes angehören. Schalen solcher Arten wie *Mya arenaria*, *Cardium edule* und *Macoma balthica* stammen sicher aus den S des eigentlichen Strömsundes beobachteten Seichtwasserendobiosen. Der Ursprungsort von *Cardium echinatum, Cyprina islandica*, *Astarte elliptica* u. a. m. dürfte dagegen in den

in grösserer Tiefe liegenden Feinkornsedimenten dortselbst zu suchen sein. Ausserdem sind einige Arten vertreten, die nunmehr in Bohuslän ausgestorben oder so gut wie ausgestorben zu sein scheinen, z. B. *Ostrea edulis*, *Pecten islandicus* und *Balanus hameri*, welch letzterer sicher im Sunde selbst gelebt hat.

Der Progradationskegel. Seine Spitze liegt in 7 m Tiefe; seine Oberfläche fällt rasch ab (etwa 75 m von der Spitze zu 21 m Wassertiefe). Die Grundmasse besteht proximal hauptsächlich aus Feinsand und noch kleineren Partikeln, distal dagegen aus einer übelriechenden Gyttja. In der Gyttja wurden Kiespartikel von bis zu 2,5 cm Durchmesser beobachtet; ihr Gehalt an minerogenen Partikeln $< 0{,}06$ mm ist dagegen sehr gering (etwa 3 Gewichtsprozent).

Von den biogenen Bestandteilen des Kegels ist nur ein kleinerer Teil autogen. Hier ist vor allem zu bemerken *Abra alba*, *Cultellus pellucidus* und *Nassa reticulata*. Die beiden ersteren finden sich am zahlreichsten im proximalen Teil der Ablagerung, letztere dagegen ist auch in dem distalen Teile gewöhnlich. Im Proximalteil wurden ausserdem lebende Exemplare wahrgenommen von u. a. *Mactra elliptica*, *Thyasira flexuosa*, *Gibbula cineraria* und *Pectinaria belgica*. — Die leeren Schalen gehören denselben Arten an, die sich in den Bio- und Nekrozönosen des Sundes finden. Grosse und schwere Schalen wie die von *Cyprina islandica* und *Modiola modiolus* sind jedoch bei weitem nicht so häufig wie im Sunde.

Die Grundmasse der Ablagerung bilden phytogene Bestandteile. Zum grössten Teil handelt es sich um Blätter und Wurzelteile von *Zostera marina* (durchschnittlich 18,7 Gewichtsprozent des Gesamtgewichts der Proben), aber auch Laub und Früchte von Landpflanzen, Grashalme, Reisigstücke, Holz- und Rindenstückchen kommen vor. — In den Proben wurden auch Schlackenstücke beobachtet.

Es kann bemerkenswert erscheinen, dass *Zostera*-Detritus und andere ebenso leicht zu verfrachtende organische Bestandteile in unmittelbarem Anschluss an einen Sund mit so ausserordentlich starker Strömung, wie es der Strömsund ist, abgesetzt werden konnten. Die Ursache dazu, dass diese Produkte, die wie die übrigen allogenen Konstituenten des Progradationskegels durch den Sund hindurch an den Ablagerungsplatz gekommen sind, unmittelbar vor der Sundmündung abgelagert werden konnten, dürfte nicht nur eine Folge davon sein, dass die Geschwindigkeit des Wasserstromes infolge der plötzlichen Ausweitung des Durchlasses so stark abnahm, dass die Horizontalgeschwindigkeit der Partikel ihre Fallgeschwindigkeit unterstieg, sondern auch das Vorkommen vertikaler Standwirbel, welche die herangefrachteten Partikel am Ablagerungsplatze, zurückhielten.

Das Vorkommen von Kies und grösseren allogenen Molluskenschalen wie *Mytilus edulis*, *Tapes pullastra* und *Littorina littorea* dürfte in den

meisten Fällen Tangtrift zuzuschreiben sein. Wahrscheinlich sind solche Partikel auch mit treibendem Eis transportiert worden.

Von den genannten Mollusken dürfte *Mytilus edulis* besonders leicht eingefroren und mit dem Eis verfrachtet werden. Ausgewachsene Miesmuscheln ziehen nämlich nicht, wie die mobilen Strandformen, z. B. *Littorina littorea*, vor dem Zufrieren nach tieferem Wasser um, um sich dort aufzuhalten, bis die Strandzone wieder frei von Eis ist. Es ist ja eine wohlbekannte Tatsache, dass im Sommer nach einem Eiswinter *Mytilus*-Kolonien in der ganzen vom Eise berührten Strandzone völlig fehlen.

Die dominierende Stellung, die *Abra alba* unter den zoogenen Bestandteilen der Ablagerung einnimmt, beruht natürlich darauf, dass sie autochthon ist und dass diese kurzlebige Art — sie wird nicht älter als zwei Jahre — besonders produktiv ist. Das reichliche Vorkommen von *Nassa reticulata* hängt auch damit zusammen, dass sie am Ablagerungsplatze selbst lebt; diese Art hat ja keine Schwierigkeiten, an einem solchen Platze Nahrung zu finden. (Auch sehr lose Weichböden verhindern bemerkenswerterweise ihre Wanderungen keineswegs).

Die granulometrische Verteilung einer Ablagerung wie der eben geschilderten ist also keinesfalls auffällig; wir haben hier eher eine extreme Form der gewöhnlichen Partikelverteilung in submarinen Ablagerungen Nord-Bohusläns vor uns. Diese sind immer durch sowohl schwer- wie leicht-transportierbare Konstituenten gebildet; ihre Gestaltung wird einerseits durch das Verhältnis zwischen auto- und allogenen Elementen gekennzeichnet, andererseits durch die Grössenverteilung der allogenen Partikel, die teils auf den Transportmöglichkeiten zur Ablagerungsstelle, teils auf den dortigen Sedimentationsverhältnissen beruht. Der Aufbau der Progradationskegel geschieht also nach einheitlichen, nur in Einzelheiten unterschiedlichen Prinzipien, auch besteht kein genetischer Unterschied zwischen Schalenbank-Kegeln, rein minerogenen Kegeln oder solchen, die hauptsächlich aus *Zostera*-Detritus bestehen.

γ. Deltas.

Lage, Aufbau, Materialzufuhr. Progradationsterrassen und -Kegel finden sich in der Regel in Tälern, die mehr oder weniger quer zur Bewegungsrichtung des transportierenden Mediums liegen, d. h. in N–S- oder NW–SO-Tälern. Die von mir Deltas genannten Progradationsbildungen liegen dagegen in Tälern — im grossen gesehen — parallel zu den landwärts gerichteten Materialtransporten, d. h. vor allem in SW–NO-Spaltentälern.[1] Deltas können auch in Tälern des NW–SO-Systems vorkommen,

[1] Das Delta ist aber nicht die einzige Art von Progradationsbildungen, die in den SW–NO-Tälern vorkommen kann; viele Beispiele zeigen, dass unter besonderen Vor-

sind dort aber gewöhnlich keine selbständigen Ablagerungen, sondern Teile komplexer Progradationsbildungen (S. 114). Hier ist nur von Deltas in Tälern des SW—NO-Spaltensystems die Rede.

Wäre der Durchlass in allen Abschnitten der SW—NO-Sunde konstant, wäre Sedimentanhäufung dort nicht möglich, sondern die von den durchlaufenden Wasserbewegungen mitgebrachten Partikel müssten geraden Weges durch den Sund verfrachtet werden. Die Grösse des Durchlasses ist jedoch durchaus nicht konstant, weder Tiefe noch Breite des Sundes ist in allen Abschnitten gleich. Der Durchlass ist in der Regel am geringsten bei der

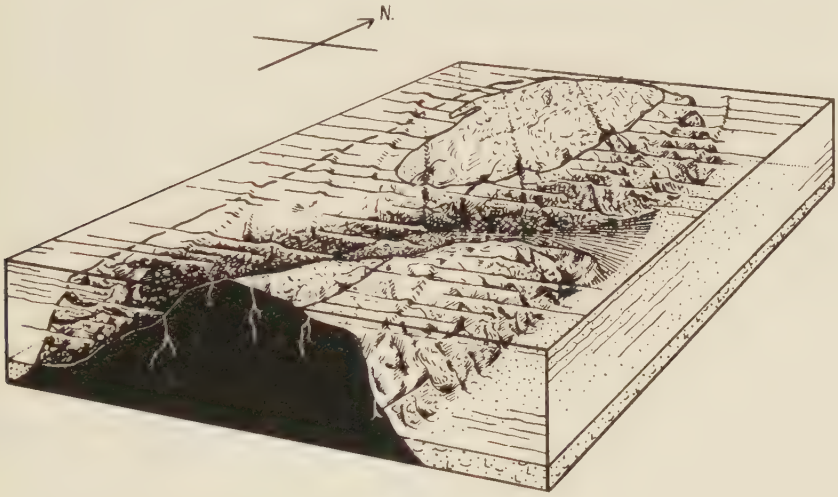


Fig. 32. Perspektivskizze eines Deltas in Entstehung.

Pass-Schwelle. Die Verengung pflegt dort nicht nur die Folge geringerer Tiefe, sondern auch geringerer Breite des Sundes zu sein; die Pass-Schwelle liegt nämlich häufig im schmalsten Abschnitt eines solchen Spaltentals. Sie besteht entweder aus Felsengrund oder auch aus einer kleineren End-

aussetzungen auch Kegel sich in solchen Tälern nicht nur ablagern, sondern auch erhalten können (Lok. Nr. 105 Edsvik A, S. 88), wie auch Terrassen (Lok. Nr. 43 Prästängen II, S. 239). Voraussetzung für die Entstehung derartiger Bildungen ist, dass es an der Ablagerungsstelle keine Kräfte gibt, die eine Absetzung herangefrachteter Partikel verhindern; vielmehr muss die Ablagerungsstelle gerade besondere, die leichter beweglichen Sinkstoffe zurückhaltende Wasserbewegungen aufweisen. Damit die unter den eben genannten Voraussetzungen abgelagerten, leichter beweglichen Sedimente vor Abtragung bewahrt werden können, wenn sie in einem späteren Stadium der Landhebung den wirkungsvollsten Bewegungen des Meeres — Wellen und Brandung — ausgesetzt werden, müssen sie entweder zuvor von gegen die erwähnten Kräfte resistenten Sedimentmassen überdeckt sein (Edsvik und Prästängen) oder von einer die Kraft der Wellen brechenden Barriere geschützt werden. Der aus leicht beweglichen Partikeln bestehende Progradationskegel bei Kampetorp (Lok. Nr. 64, S. 250, Fig. 25 und 33) wurde von der Pass-Schwelle des Tals gegen landwärts gerichtete Wasserbewegungen geschützt.

moräne, die das Spaltental überschneidet; derartige Bildungen sind in den SW–NO-Tälern keineswegs ungewöhnlich.

Da die Geschwindigkeit eines Stroms unter idealen Verhältnissen umgekehrt proportional zum Durchlass ist, muss die Geschwindigkeit der Wasserbewegung und also auch ihre Transportfähigkeit in einem SW–NO-Sund an der Pass-Schwelle grösser als in irgendeinem anderen Abschnitt des Sundes sein. Hat die Strömung eine derartige Enge passiert, so verringert sich wieder die Geschwindigkeit und die Sedimente können zu Boden sinken, wobei sich submarin ein Delta bildet.[1]

In der vorliegenden Abhandlung bezeichne ich als Deltas die marinen Progradationsbildungen, die sich *innerhalb* von Tälern genannter Richtung abgelagert haben und zwar, von der allgemeinen Bewegungsrichtung des transportierenden Mediums aus gesehen, auf der Leeseite der Pass-Schwelle. Das Delta liegt im grossen und ganzen im gleichen Niveau wie der Grund des Tales in dem Abschnitt, durch welchen die Hauptmasse des das Delta bildenden Sediments herangeführt worden ist. Ich unterscheide also rein typologisch zwischen Deltas und Progradationskegeln; wie aus meiner Darlegung hervorgeht (S. 80), haben sich die letzteren *ausserhalb* der Mündung der Zufuhrspalte und zwar auf einem Niveau abgesetzt, welches *erheblich niedriger* als der Boden der Spalte liegt. Deltas und Kegel zeigen doch in ihrer Entstehungsweise prinzipielle Ähnlichkeit, weshalb Grenzfälle, deren Bezeichnung Zögern verursachen kann, möglich sind; in solchen Fällen rechne ich zu den Kegeln alle Ablagerungen der genannten Art *ausserhalb* von Spalten oder Spaltentälern, auch dann, wenn sie nur unbedeutend unterhalb des Grundniveaus des Zufuhrkanales liegen.

Deltaablagerungen können ganz und gar minerogen sein, sie können auch mehr oder weniger mit biogenen Partikeln durchsetzt sein — meistens Kalkschalen, aber auch Gyttja, *Zostera*-Detritus u. dgl. In der Regel nehmen die Partikel in einem Delta nach oben an Grösse zu, aber soweit ich feststellen konnte, schliesst die Schichtenfolge niemals mit einer zuoberst liegenden Geröllschicht ab, wie man es bei Progradationsterrassen und -Kegeln findet.

Die feinkörnige, minerogene Grundmasse der Basalschicht kann grösseren Gehalt autogener als allogener Schalen enthalten; sie ist in der Regel von relativ unbedeutender Mächtigkeit, es kann aber vorkommen, dass die ganze Schichtenfolge völlig aus derartigen Sedimenten besteht.[2] Gewöhnlich hat aber in einem frühen Stadium des Aufbaus gemischt minerogen-biogener

[1] SANDEGRENS »Talfüllungsbänke« (1931, S. 79) dürften wohl Deltas darstellen. M. E. entspricht zum mindesten ein Teil von HALDENS »Talbänken« (1921, S. 24) derartigen Formationen, jedoch ist seine Beschreibung ziemlich unbestimmt — — — »ausgefüllte Depressionen im Gelände« (l. c.).

[2] Der unterste Teil der Basalschicht pflegt glazigenen Ursprungs mit Endofauna von Eismeercharakter zu sein, gehört also eigentlich nicht zu den Deltaschichten.

Deltas ein Wechsel von völlig oder überwiegend minerogener zu überwiegend biogener Sedimentation stattgefunden, was auch eine relative Frequenzminderung der autogenen Schalenformen gegenüber den allogenen hervorgerufen hat. (Diese Verschiebung bedeutet nicht notwendig eine Minderung der absoluten Masse der autogenen Schalenformen. Gewisse autogene Epiformen können in ungefähr gleicher Menge durchgehend in allen Schichten vorkommen; bei Endoformen, deren Existenz u. a. durch eine bestimmte Zusammensetzung des Sediments bedingt ist, lässt sich beobachten, dass z. B. Sand-Endobionten wie *Mya truncata, Thracia convexa* und *Cythereis dunelmensis* durch Schalenböden-Endobionten wie *Thracia villosiuscula, Laevicardium norvegicum, Tellina crassa, Hemicythere emarginata* usw. abgelöst werden.)

Die minerogenen Partikel des Deltas stammen z. T. von dem Passgebiet, falls dieses aus losen Bodenarten besteht; in noch höherem Grade dürften doch andere Mineralkorndepots Baumaterial für das Delta geliefert haben, vor allem die hydrodynamisch angereicherten Glazialablagerungen der W-Seite der Felsplateaus oder daraus entstandene Destruktionsprodukte. Dabei dürften infolge günstiger Ausgangslage für die Verfrachtung (vgl. z. B. Fig. 90) die an das Plateau im Süden der SW–NO-Täler anschliessenden Mineralkorndepots in erster Reihe die Mutterformationen der minerogenen Phase der Deltas gebildet haben. In den Deltas können sich auch feine Sedimente finden, die vermutlich grösstenteils von W der Mündung des Sundes gelegenen Weichböden herrühren. (Beim Studium in der Bildung begriffener Deltas [Lok. Nr. 111 Pinnö A und Nr. 124 Klövskär] wurde festgestellt, dass W der Pass-Schwelle des ersteren Sundes Weichbodensedimente vollständig fehlten, und dass solche nur in sehr begrenztem Umfang in dem entsprechenden Abschnitt der zweiten Lokalität vorkamen.)

Feinkornsedimente können in Deltas in ziemlich gleichmässiger vertikaler Verteilung vorkommen; häufiger aber treten sie in dünnen, mehr oder weniger rein minerogenen Schichten auf, abwechselnd mit — makroskopisch gesehen — reinen Schalenschichten. Das Delta der Lokalität Nr. 68 Treje (S. 212) ist ein Beispiel einer solchen Wechsellagerung innerhalb eines Horizontes (D). Dieses intermittente Auftreten von Weichbodensedimenten spiegelt wahrscheinlich die Tätigkeit zufälliger, aber besonders umfangreicher Erosionsprozesse in Weichböden ausserhalb der SW-Mündung des Sundes wider. Anscheinend wurden die Schalen von Weichboden-Endobionten, die sich nicht selten in Deltas eingelagert finden, wie z. B von *Nucula-* und *Leda*-Arten, durch derartige Prozesse aus dem Feinkornsediment, in dem sie bis dahin eingebettet waren, herausgearbeitet; sie wurden dann der Tätigkeit äusserer Agentien überlassen, die sie wegverfrachteten und schliesslich, wie im vorliegenden Falle, in einem Delta ablagerten. Andererseits wäre zu vermuten, dass Schalen solcher Arten von Individuen herrühren, die in den im Delta enthaltenen Feinkornsedimenten gelebt haben; stark

dagegen spricht aber die Tatsache, dass nur selten die rechte Schale des einzelnen Individuums mit der linken vereint geblieben ist; ausserdem sind die in den Deltas eingelagerten Schichten von Feinkornsediment so dünn und oft so stark mit sicher allogenen Schalen vermengt, dass sie kaum eine passende Umwelt für die genannten Formen bilden konnten.

Sind Deltas als Schalenbänke ausgebildet, so ist die Hauptmasse der biogenen Konstituenten allogen und zwar in der Regel epibiontischen Ursprungs. Das Produktionsgebiet dieser Partikel sind die Wände und der Felsgrund des Sundes auf der Luvseite der Pass-Schwelle sowie die W-Seiten der das Tal mit dem Delta einschliessenden Plateaus. Ein sehr wesentlicher Teil derselben ist im *Fjær* entstanden; oft bilden Balanidenschalen aus der *Balanus*-Grenze die Hauptmasse der allogenen Bestandteile des Deltas. Hierfür bietet ein Delta, bei Berg im Kirchspiel Dragsmark (von der Kirche Lysekil S 76° O aus, 6,1 km), ein ausgezeichnetes Beispiel; die biogene Phase eines ca. 1 m mächtigen Horizonts auf tonigen Schichten (vgl. Fig. 34), besteht maximal zu 98,8 Gewichtsprozent aus Schalen der genannten Balaniden; auch im Delta bei Treje finden sich derartige Balanidenschalen in grossen Mengen (Fig. 91).

Die Einlagerung von Balanidenschalen aus dem *Fjær* war im allgemeinen schon von Anfang an umfangreich; die Grenze zwischen dem Balanidenschalen-Horizont und den darunter liegenden Feinkornsedimenten ist wie bei den zwei erwähnten Fundorten gewöhnlich scharf ausgeprägt. Die Absetzung von Feinkornsediment braucht indessen in diesem Stadium der Sedimentation nicht aufgehört oder sich auch nur verringert zu haben, sondern kann — absolut gesehen — gestiegen sein; die minerogene Sedimentationsphase ist jedoch von der neu hinzutretenden biogenen so stark überflügelt worden, dass man sie beinahe übersehen möchte. Die relative Abnahme der minerogenen Phase ist hier ein Kriterium dafür, dass die totale Sedimentationsgeschwindigkeit beim Aufbau dieser Schicht bedeutend grösser als bei der Ablagerung der darunter liegenden Feinkornschichten war.

Der an Balaniden reiche Horizont pflegt unmittelbar von der Scheitelschicht des Deltas überlagert zu sein, die im allgemeinen aus mehr oder weniger schalenfreien Kies- und Sandmassen besteht. Die an redeponierten und geschliffenen Schalen von u. a. endobiontischen Mollusken reiche oberste Schicht bei Berg hat eine Mächtigkeit von ca. 2 m, während die bei Treje gelegene kaum 1 m mächtig und dazu schalenfrei ist; die Deckschicht des Deltas der Lokalität Nr. 121 Korndalen ist ungefähr 4,5 m mächtig, gleichfalls schalenfrei. — Die minerogenen Bestandteile der Scheitelschicht können zum grössten Teil aus dem Passgebiet stammen, das unmittelbar vor dem Steigen über den Meeresspiegel äusserst kräftiger Abtragung ausgesetzt wurde. Die Mächtigkeit und der Grad der Konsolidierung des Sediments des Passgebietes muss in erster Linie von entscheidender Bedeutung für die Gestaltung der Scheitelschicht gewesen sein.

Nach dem Steigen des Passgebietes über den Meeresspiegel wächst also das Delta nicht mehr; die Höhe des Passgebietes über dem heutigen Meeresspiegel kennzeichnet, mit anderen Worten, die Höhenlage des Meeres im Schluss-Stadium des Deltaaufbaues. Dagegen ist die Möglichkeit, mit grösserer Sicherheit die Höhenlage des Meeres bei der Entstehung anderer Horizonte der Schichtenfolge zu bestimmen, recht ungewiss. Schalenführende Deltas können aber, wie auch entsprechende Progradationsterrassen und -Kegel, Elemente enthalten, die eine gewisse Bedeutung als Indizien zur Berechnung der Höhe des Wasserspiegels z. Zt. der Einlagerung dieser Elemente besitzen; hierzu gehören in erster Linie die Schalen von *Fjær*-Balaniden. Eine beginnende Einlagerung solcher Schalen bedeutet ja eine so weit fortgeschrittene Niveauveränderung, dass sich eine *Balanus*-Grenze im Produktionsgebiete bilden konnte.

Die Höhe des den einzelnen Teilen der hauptsächlich minerogenen Basalschicht entsprechenden Meeresspiegels kann oft nur annähernd geschätzt werden; in dieser Frage müssen wir in vielen Fällen darauf verzichten, mehr zu sagen, als dass die Tiefe bei der Mobilisierung dieser später in der Basalschicht deponierten Feinsedimente möglicherweise bedeutend war, was die jetzige erhebliche Geschwindigkeit der Strömungen sogar in relativ grossen Tiefen bei Bohuslän (S. 52 f.) wahrscheinlich erscheinen lässt. Eine allgemeine, obschon spärliche Einlagerung von Algen-Epibionten kann jedoch nicht selten schon in der Basalschicht beginnen; dies ist ein Zeichen für den normalen Vorgang, dass nämlich die Produktion derartiger Sedimente früher als die der Schalen von *Fjær*-Balaniden beginnt. Durch das Vorhandensein derartiger Partikel ergibt sich die Möglichkeit, in begrenztem Umfange die Wassertiefe über dem Produktionsplatze zu berechnen, wodurch man sich ja eine gewisse Vorstellung von der damaligen Strandlage bilden kann.

Nicht selten kommen in Deltas (z. B. Treje, S. 211 f.) Blockhorizonte vor; mitunter kann die Herkunft der Blöcke von dem einen oder dem anderen, das Tal mit dem Delta begrenzenden Plateau erschlossen werden. Gewöhnlich sind die Blöcke von einer derartigen Grösse, dass sie kaum anders als durch die Brandung fortbewegt worden sein können. Zur Zeit der Entstehung der Blockhorizonte muss also das Meeresniveau in ungefähr gleicher Höhe mit dem Plateau, von dem die Blöcke stammen, gewesen sein (vgl. S. 216).

Strömungen im Sedimentationsgebiet. Die Ablagerung der zum Delta herangefrachteten Partikel ist zum Teil die Folge einer so starken Geschwindigkeitsabnahme des transportierenden Mediums nach dem Überschreiten der Pass-Schwelle, dass eine weitere Verfrachtung besonders am Boden entlang rollenden Materials, aber auch gewisser in Schwebe befindlicher grösserer Partikel unmöglich gemacht wird. Vertikale Wirbelströmungen dürften auch eine Verkürzung der Transportweite der letzteren

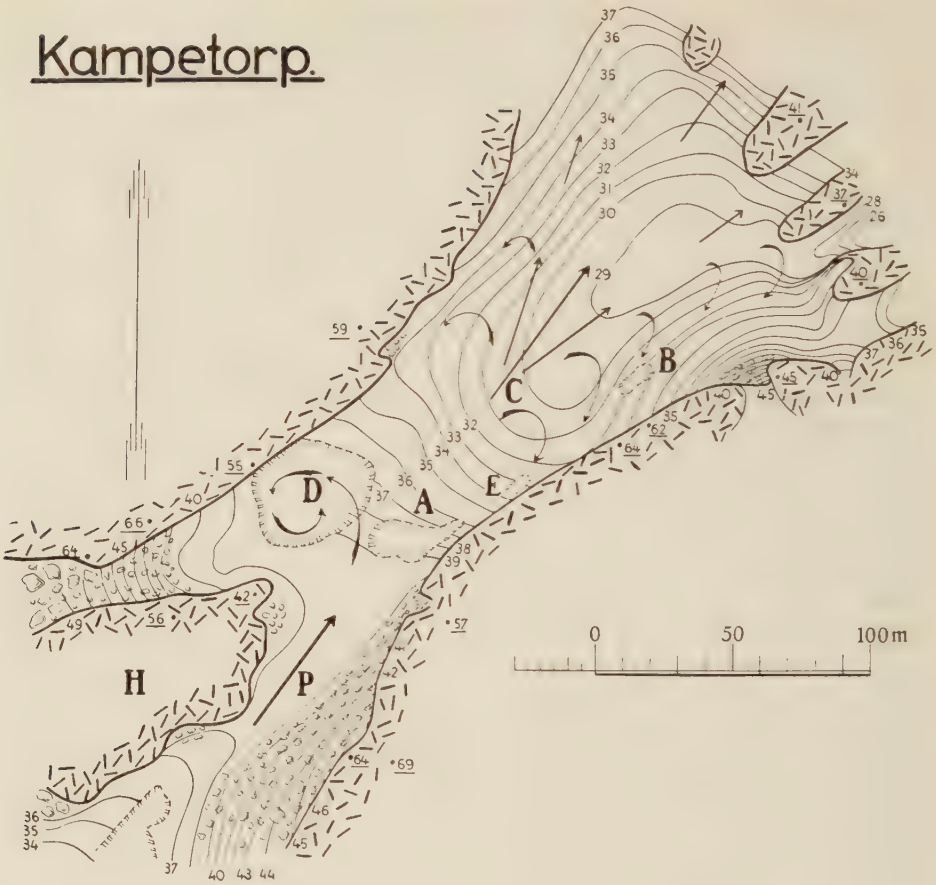


Fig. 33. Delta und Progradationskegel; Lok. Nr. 64 Kampetorp. Vermuteter Strömungsverlauf im Altsunde während der Anhäufung. A, D und E = Proximalteil des Deltas (A und E = Schalenbankfazies, D = schalenführender Ton), C = Distalteil des Deltas mit Tonfazies, B = Progradationskegel. Zufuhrspalte des Kegels angedeutet. Zeichenerklärung S. 327.

verursacht (vgl. S. 70 f.), aber ausserdem in Schwebe befindliches, leicht bewegliches Material zurückgehalten haben. Die Hauptmasse der Feinsedimente der Basalschicht, ebenso wie die Feinkornschichten der oberen, im übrigen aus grösseren Partikeln — Balanidenschalen u. dgl. — bestehenden Abteilung eines Deltas sind sicher durch die Tätigkeit solcher Strömungen entstanden. Dabei können sowohl vertikale Wirbel (von der Passbarre erzeugt) als auch horizontale (von der seitlichen Verengung des Tals hervorgerufen) von Bedeutung gewesen sein.

Fig. 33 gibt den m. E. wahrscheinlichen Verlauf der horizontalen Strömung innerhalb eines u. a. ein Delta enthaltenden Ablagerungsgebietes wieder (Lok. Nr. 64 Kampetorp). Nachdem das transportierende Medium das Passgebiet bei P durchlaufen hatte, kam eine linksläufige Wirbelbe-

wegung hinter der Felsanhöhe H zustande; dieser Standwirbel hat eine Anreicherung von Feinsedimenten zur Folge gehabt (D). Dagegen sind keine solchen Sinkstoffe bei A und E sedimentiert, wo eine tonfreie Schalenbankfazies ausgebildet wurde. Diese Verschiedenheit ist zweifelsohne auf die topographische Gestaltung des Altsundes zurückzuführen. Hinter der Klippe H müssen die Voraussetzungen für eine Wirbelstrombildung besonders günstig gewesen sein. Da sich kein Gegenstück zu dieser Klippe auf der rechten Seite findet, sondern nur die gleichmässig steile Talseite, so ist es wahrscheinlich, dass dort keine oder wenigstens nicht so effektive Horizontalwirbelströmungen entstanden. — In einiger Entfernung von der Schwelle dürfte der Hauptstrom rückläufige Strömungen hervorgerufen haben. Wahrscheinlich haben sie sich am Ende der rückläufigen Bewegung zum Teil erneut mit dem Hauptstrom vereint, wobei Schwebematerial wieder in den Hauptstrom hinüber trat und wegverfrachtet wurde. Der Verlauf der Niveaukurven in der Höhe von »C« deutet auch auf wenig lebhafte Sedimentation hin. Der Einfluss der rückläufigen Strömungen lässt sich ferner an der Gestaltung und Partikelverteilung des Progradationskegels B verfolgen: seine leichter beweglichen, biogenen Konstituenten wurden besonders im SW-Abschnitt des Kegels angereichert, was ohne rückläufige Strömungen nicht eingetreten sein dürfte. (Die Richtung der Anreicherungsspalte des Kegels ist auf der Karte angedeutet.)

Die Ablagerung bei Kampetorp deutet ebenfalls die Wirkung von mehr oder weniger geschlossenen vertikalen Strömungen im Wirbelraum der Leeseite des Passgebiets an. Ganz in der Nähe des aus Schalenbankfazies bestehenden Proximalteils des Deltas finden sich feinere, stark tonhaltige Sedimente von bedeutender Mächtigkeit (bei C > 9 m). Zum Entstehen dieser Feinkornablagerung so nahe der Pass-Schwelle, wo, nach der Grösse der allogenen Konstituenten im Proximalabschnitt der Deltas zu schliessen, zeitweise kräftige Wasserbewegungen bestanden haben, müssen vertikale Standwirbel beigetragen haben. Gegen Ende des Akkumulationsprozesses scheint sich doch die Fähigkeit dieser Wirbelströmungen, Sedimente zurückzuhalten, vermindert zu haben, was u. a. auf der fortschreitenden Verflachung der Pass-Schwelle durch Abtragung beruhen dürfte. Die Verschiebungen der minerogenen Phase im obersten Teil der Deltasedimente bei C (untenstehende Tabelle) dürften eine Folge davon sein, zum Teil aber auch von immer heftigerer Zufuhr grösserer Partikel von der Pass-Schwelle (Probe I, II und III = 1, 2 bzw. 3 m unter der Bodenoberfläche).

	Minerogene Partikel				Biogene Partikel		
	> 2	1/2–2	< 1/2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.
I	1,9 %	8,4 %	89,7 %	100,0 %	.	.	.
II	0,2 »	4,8 »	94,0 »	99,0 »	0,26 %	0,71 %	0,97 %
III	0,2 »	2,1 »	96,6 »	98,9 »	0,58 »	0,52 »	1,10 »

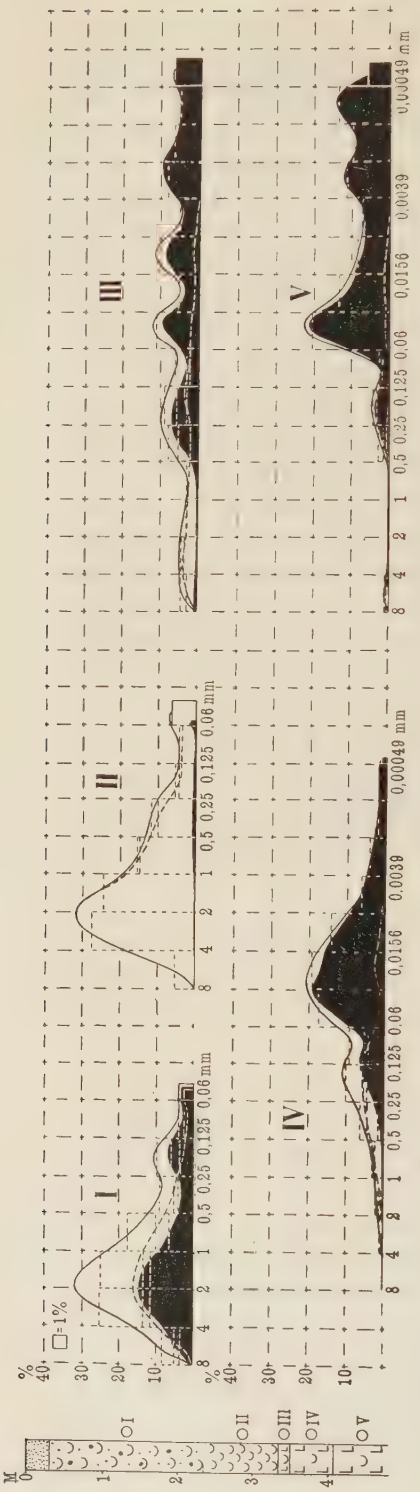


Fig. 34. Flächentreue Verteilungskurven der Partikelverteilung im Delta bei Berg. Erläuterung im Text. Zeichenerklärung bei Fig. 18. (Die weisse Kurve im Abschnitt < 0,06 mm gibt nur Kalkgehalt des fraktionierten minerogenen Sediments an.

Die flächentreuen Verteilungskurven Fig. 34 veranschaulichen die Einwirkung von Wirbelströmungen im Sedimentationsgebiete eines Deltas (Berg im Kirchspiel Dragsmark) auf die Partikelverteilung während einer Regression. Die Sedimente der Schichtenfolge kennzeichnen sich folgenderweise (vgl. Fig. 34: Profilzeichnung): V = blauer Ton mit autogener Endofauna *in situ* (u. a. *Mya truncata*), IV = braune minerogene Grundmasse mit allogenen Schalenfragmenten, III = gelbe minerogene Grundmasse mit geschliffenen Schalen (u. a. *Saxicava arctica*), II = ausserordentlich reine Balanidenschalenschicht (vgl. S. 98), I = konkordant geschichtete, grobdimensionelle Schicht mit redeponierten, geschliffenen Schalen.

Bei Ablagerung der Zonen V, IV und III (besonders bei Entstehung der Zone III) waren, der sehr grossen granulometrischen Dispersität nach zu urteilen, gut entwickelte Wirbelströmungen vorhanden; hier lässt sich keine gravitationelle Verteilung bemerken. Die sich allmählich vermindernde Wassertiefe sowie die fortschreitende Verflachung der minerogenen Pass-Schwelle durch Abtragung haben veranlasst, teils dass die Wirbelströmungen infolge der Verflachung der Barre schwächer, teils dass der Übertritt aus dem Wirbelstrom in den Hauptstrom infolge der geringen Tiefe im Wirbelstrom grösser wurde. Unter solchen Bedingungen muss die gravitationsmässige Partikelverteilung der Balanidenschalenschicht entstanden sein (beachte den grossen Abstand zwischen den Maxima der biogenen und minerogenen Kurven, vgl. S. 70 f.). — Die Dimensionsver-

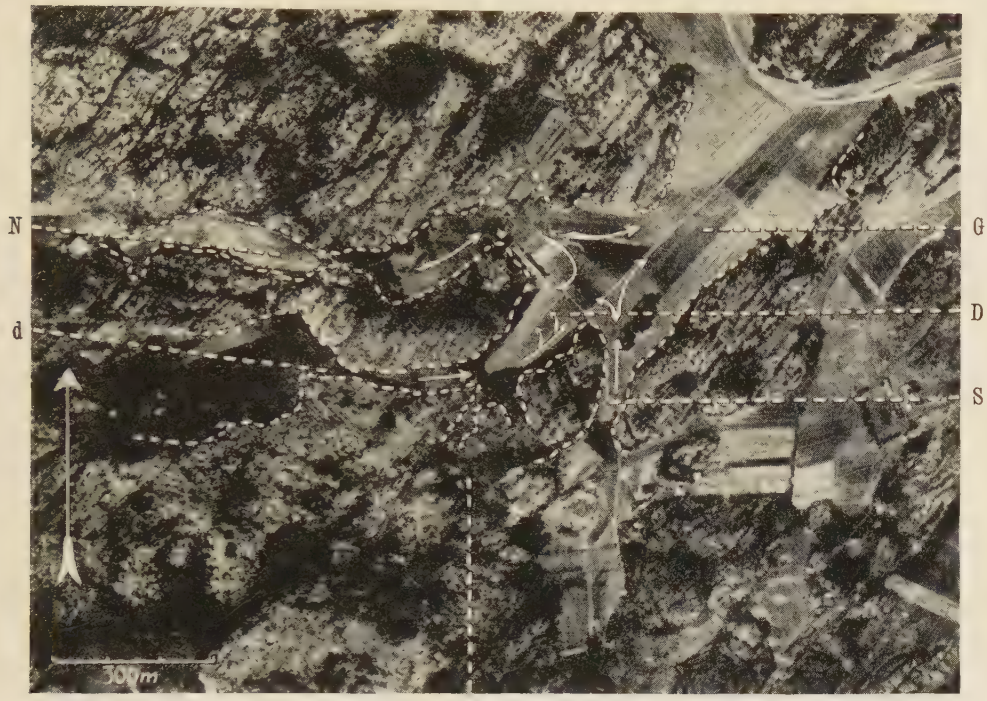


Fig. 35. Deltaablagerung; Lok. Nr. 32 Norrkärr. Die vermuteten Strömungsrichtungen während der Anhäufung. Flugaufnahme. D = im Text besprochenes Delta, *d* = Zufuhrkanal, N und S = Altsunde, G = Grossdelta, M = Mineralkorndepot.

teilung der Scheitelschicht wurde durch maximale Abtragung der Barre und spätere Umlagerungen in Strandlage beeinflusst.

Oberflächengestaltung. Die Oberflächenform des Deltas kann zuweilen eine gewisse Auskunft über den Stromverlauf während der letzten Stadien des Anhäufungsprozesses geben. Die Oberfläche des Deltas ist nämlich nicht immer eben, sondern trägt Rücken oder Kämme, die unter gleichzeitiger Berücksichtigung der granulometrischen Verteilung der Oberflächenschicht einen Hinweis auf die Strömungsbewegungen innerhalb des Ablagerungsgebietes geben können.

Das grosse Delta bei Norrkärr[1] (Lok. Nr. 32) zeigt einen langgestreckten, sanft gewölbten Rücken. (Die Richtung und Lage desselben ist auf der Karte Fig. 35 durch eine gerade Linie angedeutet.) Der oberste Teil des Rückens ist konkordant geschichtet mit Schichtenabfall nach NO.

[1] Dieses Delta muss als Teil eines Grossdeltas (Fig. 35: G) angesehen werden, das gemeinsamer Ablagerungsplatz der durch die Altsunde N, *d* und S angereicherten Sedimente war. Delta D stellt also nur einen proximalen Teil des Grossdeltas dar, welches in seinem distalen Abschnitt aus feinkornigen, nicht näher analysierten Sedimenten besteht (auf der geologischen Karte als mariner Ton bezeichnet). — Die Proximalpartien der zu den Altsunden N und S gehörenden Deltabildungen sind minerogen.

Darunter liegt zunächst schräg geschichtetes grobes Material, weiter unten eine 7,5 m mächtige *Corallina*-reiche Masse und zuunterst Ton.

Die Maximalfrequenz grösserer Partikel in der Oberflächenschicht des Rückens deutet darauf hin, dass die Strömungen am Ablagerungsort während des Schluss-Stadiums des Anhäufungsprozesses am kräftigsten waren. Die Oberflächenform des Deltas zu beiden Seiten des Rückens sowie die Partikelverteilung deutet ausserdem an, wie horizontale Strömungen die Anhäufung beeinflusst haben. SO vom Rücken bildet die Oberfläche des Deltas eine breite, flache, in der Längsrichtung dem Rücken parallele Rinne; das Gebiet zwischen dem Rücken und der NW-Seite des Tales ist dagegen viel ebener. An dem Übergang zwischen Rücken und Rinne sind im letzten Stadium des Ablagerungsprozesses schwerer bewegliche Partikel als im Rücken selbst deponiert worden, ein deutliches Zeichen lebhafterer Wasserbewegungen an der erstgenannten Stelle zu dieser Zeit. Die Partikelverteilung zeigt andererseits, dass die Strömungen im Gebiete zwischen Rücken und NW-Seite des Tales verhältnismässig geringer gewesen sind; leicht transportable biogene Partikel kennzeichnen die dortige Oberflächenschicht. — Nachfolgende Tabelle enthält die Zusammensetzung der Proben von den drei erwähnten Beobachtungsplätzen zum Vergleich (alle Proben in gleicher Tiefe unterhalb der Bodenoberfläche [25 cm] und längs der gleichen, rechtwinklig zur Längsrichtung des Deltas verlaufenden Linie entnommen, I = Übergangsgebiet zwischen Rücken und Rinne, II = Rücken, III = Gebiet zwischen Rücken und NW-Talseite).

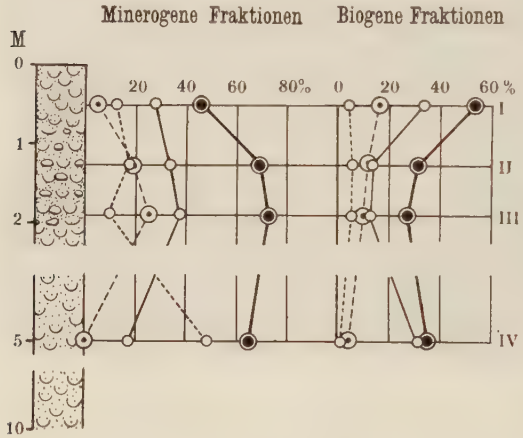


Fig. 36. Norrkärr. Profil des Rückens. Partikelverteilung. Zeichenerklärung S. 327.

Der den Materialtransport zur Ablagerungsstelle dirigierende Hauptstrom muss durch den Altsund *d* gelaufen sein.[1] Aus topographischen Gründen muss er ferner im Deltagebiet seinen Weg durch den — in der Stromrichtung gerechnet — rechten Abschnitt genommen und dort die

[1] Biogene Konstituenten, nicht zuletzt *Corallina*, dürften günstige existenzökologische Bedingungen teils im Zufuhrkanal, aber vor allem in dem breiteren Becken W des engen Abschnittes (vgl. Edsvik, Fig. 30) gehabt haben; das Klippengebiet S und SW des Zufuhrkanales müsste gleichfalls gute Lebensbedingungen für *Corallina*-Biozönosen geboten haben. — Die minerogenen Partikel scheinen teils von der Schwelle des Zufuhrkanales, teils von einem nicht erschöpften Mineralkorndepot bei M herzustammen.

	Minerogene Partikel				Biogene Partikel			
	>2	1/2–2	<1/2	Sa.	>2	1/2–2	<1/2	Sa.
I	14,5	35,5	7,5	57,5	13,5	20,5	8,5	42,5
II	5,5	28,0	12,0	45,5	16,0	32,5	6.0	54,5
III	2,0	11 0	9 0	22,0	32.0	37,0	9 0	78,0

Entstehung der erwähnten breiten und flachen Rinne verursacht haben; gleichfalls aus topographischen Gründen muss dieser Hauptstrom linksläufige Wirbelbewegungen ausgebildet haben (vgl. die Pfeile in Fig. 35). Verstärkt wurden diese Wirbelströmungen noch durch Wasserbewegungen aus den Spalten im Plateaugebiet S des vom Hauptstrom durchlaufenen Altsundes, d. h. von rechts her.[1] Die angedeutete, nach links abnehmende Frequenz der schwer beweglichen Partikel steht also in Einklang mit diesen Wasserbewegungen.

Die Oberfläche des Deltas kann aber nicht nur wie die des Norrkärr-Deltas einen langgestreckten Rücken, sondern zwei solche tragen. Dies trifft z. B. bei der Deltaablagerung Nr. 50 B Tofterna zu. Die Oberflächenschicht ist hier feinkörnig mit hohem Gehalt an biogenen Bestandteilen, vor allem *Corallina officinalis*.

Die Richtung des Zufuhrkanals ist hier nicht, wie bei Norrkärr schräg zum Ablagerungsplatz, sondern symmetrisch. Der Weg der Hauptströmung innerhalb des Ablagerungsgebietes war daher median. Zu beiden Seiten des Hauptstromes konnten laterale Wirbelströmungen nicht zum mindesten infolge der seitlichen Verengung des Altsundes

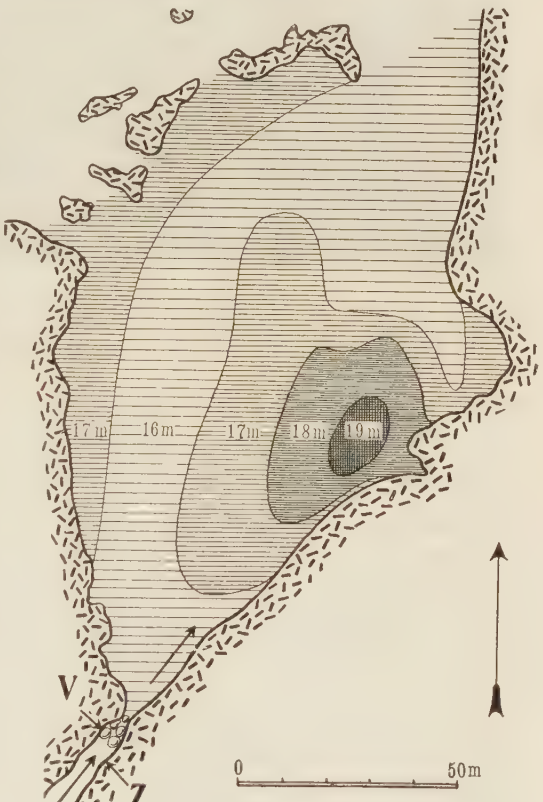


Fig. 37. Hügelförmiges Delta aus ausserordentlich reinem *Corallina*-Sande, wegen grosser Strömungsgeschwindigkeit im Zufuhrkanal (Z) ein wenig ausserhalb seiner Mündung abgesetzt. V = Pass-Schwelle. (Vgl. HESSLAND 1942, S. 33—38.)

[1] Die von den durch die Altsunde N und S fliessenden Wassermassen hervorgerufenen Wirbelströmungen dürften auch die im Delta vorhandenen Wasserbewegungen verstärkt haben (vgl. Fig. 35).

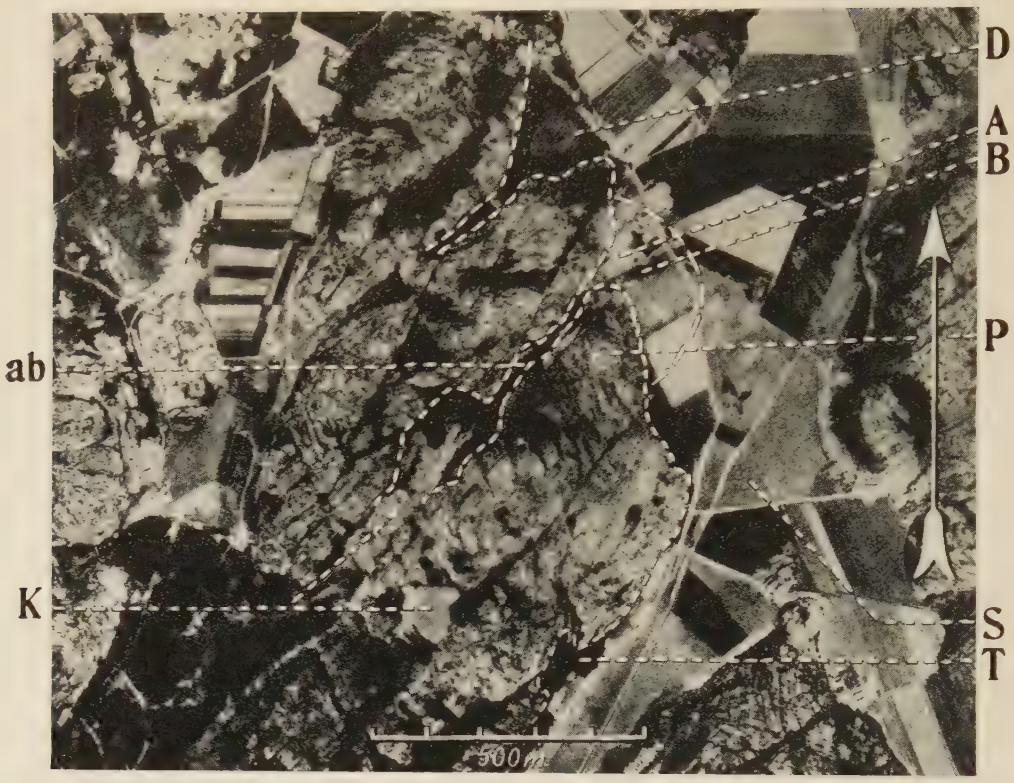


Fig. 38. Flugaufnahme. A = Nordsektor, B = Südsektor, ab = Zufuhrspalte des Progradationskegels Nr. 120 Nästegård (vgl. untenstehenden Text). K = Geröllfelder, D = Delta, T = Progradationsterrasse Nr. 125 Ejde B. S = *Mya arenaria*-Ablagerung Nr. 125 Ejde A.

an der Pass-Schwelle entstehen. Herangefrachtete Partikel fanden in diesen seitlichen Wirbelräumen günstige Deponierungsmöglichkeiten, was die Bildung der beiden Rücken zur Folge hatte.

Auf eine Eigentümlichkeit der Oberflächenform gewisser Deltas soll noch hingewiesen werden. Bei besonders engen Zufuhrkanälen, an deren Mündung die Geschwindigkeit des verfrachtenden Mediums besonders gross war, hat keine Sedimentation unmittelbar ausserhalb der Mündung stattfinden können; ein Beispiel hierfür ist das Delta der Lokalität Nr. 122 Dammarna (Fig. 37). Bei einer anderen Ablagerung — Nr. 120 Nästegård; Fig. 38 — beträgt der Abstand zwischen der Pass-Schwelle des Zufuhrkanales und dem Ablagerungsbereiche ca. 250 m. Der Zufuhrkanal ist NO der Pass-Schwelle sehr eng, wesentlichere submarine Aggradation hat dort auch nicht stattgefunden. Erst ausserhalb der engen Mündung des Zufuhrkanals konnte eine Sedimentation zustande kommen, jedoch nicht unmittelbar bei der Mündung, sondern in einigem Abstand von ihr.[1]

[1] Die Ablagerung bei Nästegård ist ein Grenzfall zwischen Delta und Progradationskegel. Der Niveauunterschied zwischen dem Boden des Zufuhrkanals und dem Ab-

Der Aufbau bietet im übrigen viele interessante, die Entstehung beleuchtende Züge. In der früheren Phase des Ablagerungsprozesses, als die Sedimentverfrachtung hauptsächlich feinere Mineralpartikel, u. a. Ton, umfasste, fand kein bedeutender Niederschlag innerhalb des in der Verlängerung des Zufuhrkanales liegenden Abschnittes statt (Sektor A). Tonabsetzung ging statt dessen innerhalb des Gebietes der rechtsläufigen Wirbelströme des Hauptstromes (Sektor B) vor sich. In dem dort entstandenen Weichboden lebte eine Endofauna mit u. a. *Turitella communis*, *Dentalium entalis* und *Macoma calcarea*. Erst später begann die Auffüllung des in der Verlängerung des Zufuhrkanales liegenden Sektors (A). Die Oberfläche der *Turitella-Dentalium-Macoma*-Ablagerung fällt nämlich mit starker Neigung unter die Sedimente des Sektors A ab. (In diesem Wirbelraum hinter dem hochgelegenen Felsen P müssen sich sehr effektive, Sedimente zurückhaltende Wirbelströmungen auch später entwickelt haben, die zur asymmetrischen Ausbildung ebenfalls obenauf liegender Sandsedimente beitrugen.)

Die Auffüllung des Sektors A begann mit der Ablagerung leicht beweglicher biogener Partikel (gekammerte« Balaniden, Schalen von Kleingastropoden usw.); diese lagerten sich im Wechsel mit tonhaltigen Mineralkornsedimenten. Hierauf folgte eine Einlagerung von immer grösseren minerogenen Partikeln und zwar in immer zunehmenden Mengen; doch setzten sich biogene Partikel bis zum Ende des Anhäufungsprozesses und in derartigem Ausmasse ab, dass der südöstliche Teil des Sektors A als eine Schalenbank bezeichnet werden kann, während im NW-Teil, d. h. in der direkten Verlängerung des Zufuhrkanales, verhältnismässig mehr minerogenes als biogenes Sediment sich absetzte, so dass diese Ablagerung nicht als Schalenbank, sondern als schalenführender Feinsand (schwedisch Mo) bezeichnet werden muss. Der proximale Abschnitt der Ablagerung ist nahezu rein minerogen (Sand). Darin hin und wieder vorkommende epibiontische Makroformen rühren meistens von mit Schalen überzogenen Blöcken her, die durch Tang- oder Eistrift dahin kamen.

Das Ursprungsdepot der Mineralkörner der vorliegenden Ablagerung lässt sich als ein ungewöhnlich grosses Geröllfeld bei K feststellen.

Innere Strukturen. Der innere Bau der Deltas kann in gewissen Fällen die Entstehung beleuchtende Strukturen aufweisen.

Bekanntlich unterscheidet man in völlig ausgebildeten Flussdeltas drei Schichtensysteme mit verschiedener Neigung gegen die Horizontalebene: zuoberst die beinahe horizontale Oberflächenschicht (engl. topset beds), in der Mitte die Diagonal- oder Schrägschichtung (engl. foreset beds) und zuunterst die fast wagerechte Bodenschicht (engl. bottomset beds). Diese Schichtensysteme können mehr oder weniger deutlich und vollständig auch

lagerungsplatz ist nicht so gross wie bei typischen Progradationskegeln, aber, da die Ablagerung zum grössten Teil ausserhalb des Tales, durch welches die Hauptmasse des Aufbaumaterials zugeführt wurde, liegt, bezeichne ich in Verfolg meiner auf S. 96 gegebenen Erklärung über die Benennung derartiger Grenzfälle diese Ablagerung als Progradationskegel. Die bezüglich der Klassifikation notwendige rein terminologische Unterscheidung kann jedoch nicht die Tatsache verschleiern, dass diese Ablagerung — trotz der Benennung »Progradationskegel« — in ihrer Genesis so grosse Ähnlichkeit mit Deltaablagerungen aufweist, dass ich sie in diesem Zusammenhange als Beispiel der Gestaltung anführe, die der proximale Teil eines Deltas infolge von Anreicherung durch sehr enge Spalten erhalten kann.

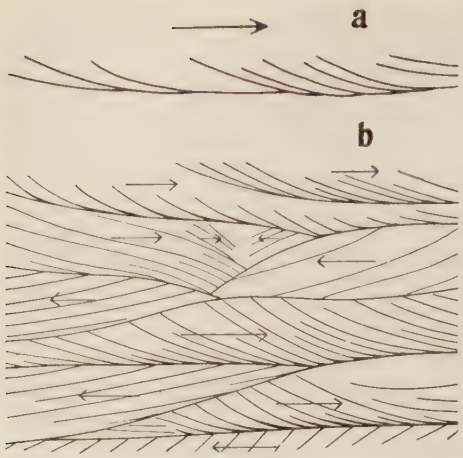


Fig. 39. Deltaschichtung. a = Schrägschichtung, b = »Compound foreset bedding«. — Die Pfeile zeigen die Stromrichtung bei der Anhäufung.

in den hier zu behandelnden Deltas beobachtet werden. Besonders in gewissen Deltaschalenbänken können Schrägschichten zwischen horizontaleren Schichten beobachtet werden; dunkle Mineralkörner in der hellen Grundmasse heben die Schrägschichtung hervor. Die unteren Teile dieser Schrägschichten sind weich abgerundet; sie schmiegen sich gleichsam der unterliegenden Boden-Schicht an (Fig. 39).

Deltas in Bildung. Zwei im Entstehen begriffene Deltas (Nr. 124 Klövskär und Nr. 111 Pinnö A) sollen hier kurz beschrieben werden.

Klövskär. Das Delta bildet sich hauptsächlich NO der schmalsten Stelle eines SW–NO-Sundes (Fig. 40); das biogene Aufbaumaterial besteht zum grössten Teil aus Schalen aber auch (distal) aus Tongyttja mit reichlich eingelagerten Foraminiferen und anderen Mikrobionten. SW des schmalsten Teiles kommt kein biogenes Sediment vor, mit Ausnahme eines

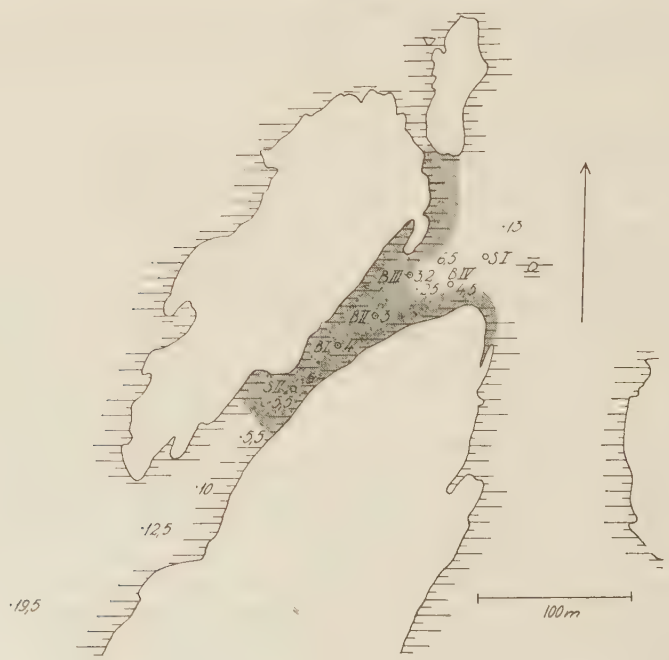


Fig. 40. Das Sedimentationsgebiet eines Deltas. Lok. Nr. 124 Klövskär. Getönter Teil = Schalenboden; NO davon Tongyttja. Erläuterung im Text.

kleinen Gebietes bei Punkt 5,5 unmittelbar SW S II. Zwischen diesem und dem anderen mit 5,5 bezeichneten Punkte liegt ein Geröllhaufen (wahrscheinlich der Überrest einer kleinen überschneidenden Endmoräne), der das ursprüngliche Passgebiet des Sundes gebildet hat. Ein sekundäres Passgebiet ist zwischen B I und B IV entstanden. — Die Seiten und der Boden des Sundes SW seiner schmalsten Stelle tragen reichliche Algenvegetation.

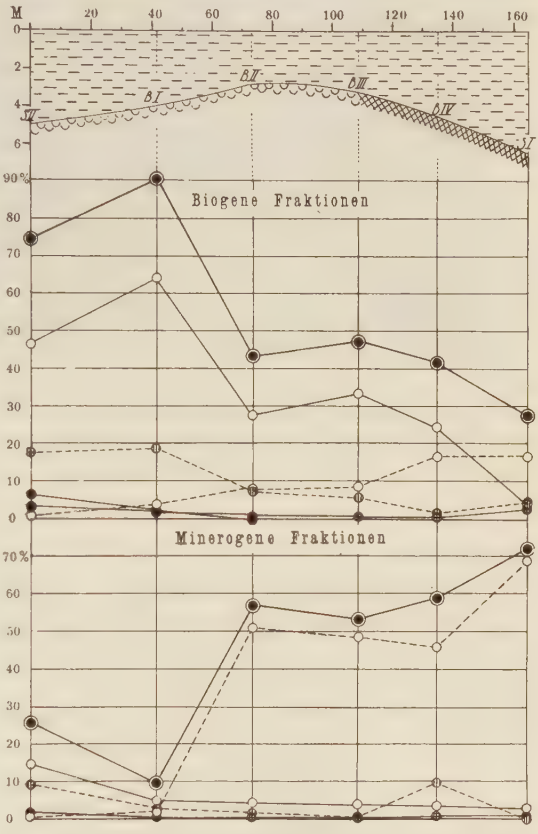


Fig. 41. Klövskär. Profil mit treuen Abständen zwischen den Probenentnahmestellen; Partikelverteilung. (Vgl. Fig. 40.) Zeichenerklärung S. 327.

Eine Durchsicht der Partikelverteilung in der Oberflächenschicht des Deltas lässt erkennen, dass biogene Partikel in sehr reichlichen Mengen in ihrem proximalen Teil vorkommen, aber nach dem distalen Teil hin, im grossen gesehen, immer mehr hinter den minerogenen zurücktreten. Ausserdem ist zu beachten, dass der Verlauf der biogenen Totalkurve in fast der ganzen Erstreckung vor allem von relativ grossen Partikeln (½–8 mm) konstituiert wird, während dagegen der Verlauf der minerogenen Totalkurve, vor allem von B I bis S I, d. h. im grösseren Teil ihrer Erstrekkung, in der Hauptsache von der Frequenz kleinerer Partikel (<½ mm) bestimmt wird; innerhalb der Raumes S II–B I wird der Verlauf der letzteren ebensoviel durch grössere Partikel (½–16 mm) bestimmt.

In der Richtung von SW nach NO zeigen folgende Fraktionen abnehmende Frequenz (vgl. die Kurven): >16 und 8–16 (beide Phasen) sowie ½–2 mm (minerogene Phase), während folgende Fraktionen in gleicher Richtung steigende Frequenz aufweisen: <½ mm (biogene Phase) und <½ mm (minerogene Phase; geringerer Frequenzfall von B II zu B IV). Die biogene Fraktion ½–2 mm und in geringerem Grad die biogene 2–8 mm zeigen in der genannten Richtung innerhalb des proximalen Deltaabschnittes steigende Frequenz, später aber eine fallende[1] (die Fraktionen ½–2 mm haben doch eine geringere Frequenzsteigerung von B II zu B III).

[1] Zufällig erhöhte Frequenz grösserer sowohl minerogener als biogener Fraktionen

Fig. 42. Horizontale Wirbelströmung (dunkles Band) im Sedimentationsgebiet Klövskär. Farbaufnahme von O (19. VII. 1941). Der Stromwirbel ist nicht völlig geschlossen, sondern weist Übertritte, u. a. in Form von »Protuberanzen« und einer weich gebogenen Schlinge zu der Strombewegung des im Vordergrund verlaufenden Sundes auf.

Die oben benutzten aber nicht näher begründeten Ausdrücke proximal und distal, d. h. dass die Anreicherungskräfte gegen NO gerichtet sind, werden also durch die Partikelverteilung der Probenserie bestätigt.

Das sekundäre Passgebiet (B II–B III) besteht aus relativ leicht beweglichen Partikeln. Ihre Entstehung ist nicht einzig eine Folge abnehmenden Verfrachtungsvermögens des transportierenden Mediums, sondern dazu haben auch Sedimente zurückhaltende Standwirbel beigetragen. Fig. 42 zeigt die Form einer derartigen Wirbelbewegung an der Wasseroberfläche.

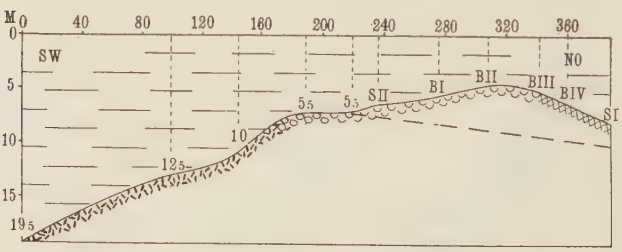


Fig. 43. Klövskär. Längsprofil des Sundes (vgl. Fig. 40 und 41; Erläuterung im Text). Zeichenerklärung S. 327.

Beim Ansteigen an die Meeresoberfläche, werden sicher die locker zusammengefügten und in der Hauptsache leicht zu verfrachtenden Sedimente des sekundären Passgebiets abgetragen. Eine Degradation bis etwa zu der gestrichelten Linie in Fig. 43 wird wahrscheinlich das Ergebnis davon sein. Ein derartiger Umlagerungsprozess führt u. a. dazu, dass die distale Ton-

innerhalb des distalen Deltaabschnittes ist sicherlich durch Tang- und Eistrift begründet; eine Anzahl grösserer biogener Konstituenten ist autogen. In den folgenden Schlüssen aus der Partikelverteilung auf die Entstehuug des Deltas werden die duch Tang- und Eistrift sowie durch autogene Partikel hervorgerufenen Frequenzschwankungen der grösseren Fraktionen im distalen Deltaabschnitt ausser Acht gelassen.

gyttja von einer Schalenschicht überlagert wird. Dies ist ein Fall der möglichen Entstehung jener Schichtenfolgen, denen DE GEER und ANTEVS besondere Bedeutung als Indikatoren von Niveau-Oszillationen zumessen (vgl. S. 316). Dass die Schichtenfolge den vermeinten Beweiswert nicht besitzen kann, ist ganz offenbar.

Stehen für solche Umlagerungsprozesse hinreichend grosse Sedimentmengen zur Verfügung, und mündet der Sund im NO in einen niedriger gelegenen Teil des Meeresbodens, so ist die Bildung eines Progradationskegels ausserhalb der Mündung des Sundes wohl denkbar. Es ist aber kaum anzunehmen, dass die Progradationskegel im allgemeinen zu mehr als einem sehr geringen Teil aus solchen biogenen Sedimenten aufgebaut sind, die zunächst von irgend einer Etappenablagerung im Zufuhrkanal herstammen. Diejenigen Teile der Zufuhrkanäle, die als Etappenstellen in Frage kämen, sind in der Regel nicht so geräumig, dass eine einmalige Abladung der dortigen Sedimente zum Aufbau eines auch nur mittelgrossen Progradationskegels ausreichen könnte. Nicht einmal im Klövskär-Sund, der viel breiter als die Zufuhrkanäle der Progradationskegel im allgemeinen ist, sind so grosse Sedimentmassen aufgestapelt, dass ihr umlagerungsbarer Teil in höherem Grade zum Aufbau eines Progradationskegels beizutragen vermöchte. — Die Kegel müssen durch eine einigermassen ununterbrochene Zufuhr aus dem Produktionsgebiet entstanden sein.

Pinnö. Dieses Delta ist eine seiner Entstehung nach komplexe Bildung, da es durch drei Sunde angereichert wurde (Fig. 44), von denen einer auch heute noch offen ist, während die beiden anderen erst seit neuerer Zeit gesperrt sind; der nördlichste (zwischen den Punkten 1,2 und B XI) ist während der letzten 20 Jahre mit Steinschrott von einer naheliegenden Steinmetzwerkstatt ausgefüllt worden, der mittlere (zwischen den Punkten 3,2 und B II) führt noch Wasser bei grober See oder Hochwasser. — Der bei normalem Wasserstand noch offene Sund wird allmählich abgeschnürt. Seine aus Felsengrund bestehende Schwelle liegt nur 0,8 m unter der *Balanus*-Grenze; die Breite beträgt dort nur 3—4 m.

Fig. 44. Das Sedimentationsgebiet eines durch drei Sunde angereicherten Deltas. (Zwei Sunde jetzt gesperrt.) Lok. Nr. 111 Pinnö A. Getönter Teil = Schalenboden; NO davon Tongyttja. Erläuterung im Text.

SW der Pass-Schwelle des offenen Sundes sind keine Sedimente vorhanden. Der dortige Felsengrund ist reichlich mit Braunalgen (vor allem *Laminaria*-Arten) bewachsen. W der Schwelle der nunmehr gesperrten Sunde ist der Boden in der Hauptsache ebenso von Sedimenten frei und

mit Algen bewachsen. Eine Schalenablagerung von geringer Mächtigkeit liegt, von einem Felsenvorsprung geschützt, in dem nördlichen Sund.

Die Oberfläche des Deltas fällt, wie aus Fig. 44 und 45 ersichtlich, längs der Linie B I—B VIII ziemlich gleichmässig von der Pass-Schwelle nach NO zu ab. Unmittelbar hinter der Passbarre (B I) ist eine kleinere Einsenkung in der Oberfläche des Deltas zu beachten, ein Gegenstück im kleinen zu dem bereits erwähnten, deutlich hervortretenden Zwischenraum zwischen Pass-Schwelle und Ablagerungsplatz bei Dammarna und Nästegård (S. 106).

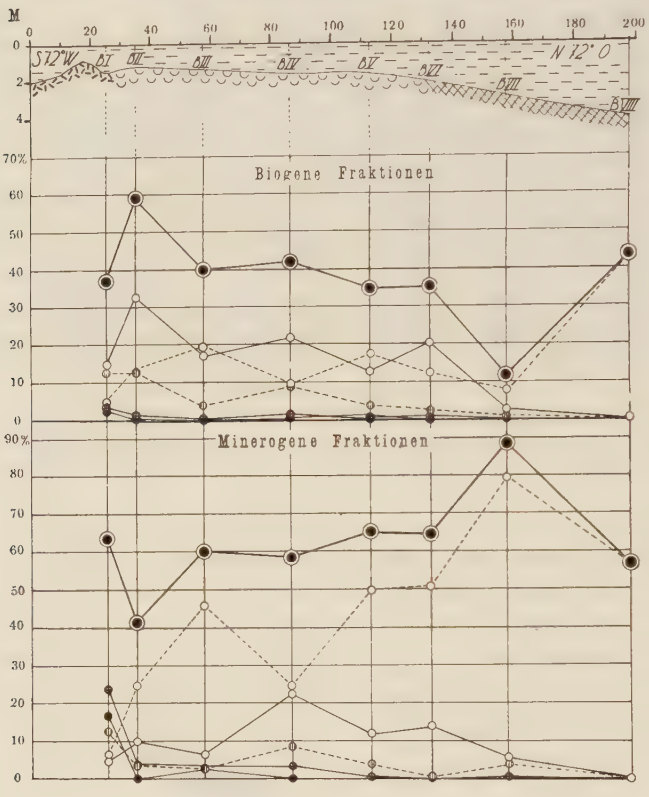


Fig. 45. Pinnö. Profil und Partikelverteilung. Zeichenerklärung S. 327.

Die Partikelverteilung (Fig. 45) ist im Prinzip dieselbe wie in der kürzlich beschriebenen Oberflächenschicht des Klövskär-Deltas. Zunächst dem Passgebiet befindet sich der grösste Gehalt schwerbeweglicher Partikel; in der Probe B I sind minerogene Partikel > 2 mm mit *52,4* Gewichtsprozent (> 16 mm = *16,7* %) enthalten. Die Frequenz der grösseren minerogenen Fraktionen nimmt aber gegen NO auffällig schnell ab.[1] Schon bei dem von B I nur ca. 8 m entfernt gelegenen Punkt B II ist die Frequenz der minerogenen Partikel > 2 mm auf *6,9* % gesunken (keine minerogenen Partikel > 16 mm). Der Anteil von Partikeln < 2 mm ist gleichzeitig stark gestiegen (die minerogenen von *10,8* auf *34,3* %, minerogene und biogene zusammen von *40,0* % auf *79,8* %). Diese Partikel < 2 mm herrschen in der Oberflächenschicht des Deltas, mit lokalen Frequenzschwankungen der Partialfraktionen, in der Fortsetzung nach NO vor. Die Kurve der minerogenen Fraktion

[1] Von durch Tang- und Eistrift sowie durch autogene Produktion hervorgerufener Frequenz-Zunahme grösserer Fraktionen im Distalteil des Deltas wird abgesehen (vgl. Anm. S. 109).

$< {}^1/_2$ mm weist eine deutlich gekennzeichnete Steigerung (unterbrochen durch den Befund B IV) von B I bis B VII auf, was auf günstigere Deponierungsmöglichkeiten mit zunehmender Entfernung vom Passgebiete hindeutet. Das Fallen der Kurve zwischen den Punkten VII und VIII beweist andererseits nicht, dass bei letzterem Punkte die Möglichkeiten sich wieder verschlechtert hätten; tatsächlich haben sie sich verbessert. Die Totalfraktion $< {}^1/_2$ mm hat sich nämlich von *87,2* (B VII) auf *99,7* % erhöht und zwar wird die Erhöhung von besonders leicht beweglichen Partikeln verursacht. (In Probe VIII kommt *Zostera*-Detritus mit *39,8* % vor; Foraminiferen, vor allem *Elphidium*-Arten und *Rotalia beccarii,* Gastropodenbrut und Ostracoden sind auch reichlich vorhanden). Ebensowenig wie bei dem Klövskär-Delta herrschen also irgendwelche Zweifel betreffs der Richtung der anreichernden Kräfte.

Innerhalb eines Abschnittes des nördlichen Teiles des Schalenbodens — ungefähr von Punkt B XII 20–30 m nach W — ist eine interessante vertikale Schichtenfolge festgestellt worden, nämlich Gyttja zwischen zwei Schalenschichten. Bei Punkt XII war die Mächtigkeit der oberen Schalenschicht 0,8 m und die der Gyttjaschicht 1,1 m. Die Mächtigkeit der unteren Schalenschicht konnte nicht festgestellt werden; wahrscheinlich ist sie erheblich. Die horizontale Ausbreitung der oberen Schalenschicht gegen die Mitte des Sundes zu ist ganz gering; schon bei Punkt IX ist sie nicht mehr vorhanden. Dort tritt die bei Punkt XII zwischenlagernde Tongyttjaschicht hervor; diese bildet die Deckschicht der distalen Teile des Deltas im übrigen — einschliesslich der erwähnten Probe VIII. Bei B XI und B X — dem proximalen Teil des durch den jetzt gesperrten Sund zwischen den Punkten 1, 2 und B XI angereicherten Partialdeltas — ist Tongyttja weder als Deckschicht noch als eingelagerte Schicht vorhanden. Dort ist also nur die erwähnte untere Schalenanhäufung vertreten.

Die Schichtenfolge bei Punkt XII lässt sich folgenderweise erklären. Die untere Schalenschicht ist ein distaler Abschnitt des soeben erwähnten Partialdeltas. Die Gyttjaschicht ist in normaler Weise unter später eingetretenen, ruhigen Sedimentationsverhältnissen abgesetzt worden. Die obere Schalenschicht dagegen scheint sich zum überwiegenden Teile nicht »natürlich« gebildet zu haben. In dem proximalen Abschnitt des Partialdeltas wurde um 1930 Schalensand — und zwar in recht grossen Mengen — ausgebeutet; dabei wurde sein höchstgelegener Teil abgetragen. Ein grosser offener Schöpfeimer wurde am Boden entlang und zwar in Richtung auf K geschleppt, wo der mit Schalensand gefüllte Eimer heraufgewunden und der Schalensand in Schlepper überführt wurde. Durch dieses Verfahren wurden beträchtliche Mengen Schalensand am Strande unmittelbar unterhalb des Kranes zusammengeschoben. Von diesem am Strande gelegenen Depot aus verteilten sich gewisse Quantitäten Sediment in östlicher Rich-

tung an dem Felsenstrande entlang und lagerten sich in einem schmalen Gürtel auf dem Tongyttjasediment ab.

Es scheint keineswegs ausgeschlossen — wäre die dortige natürliche Entwicklung nicht teils durch Absperrung des Sundes mit Steinschrott, teils durch Ausbeutung des proximalen Deltaabschnittes gestört worden — dass am Ende eine im Prinzip mit der beschriebenen übereinstimmende Schichtenfolge entstanden wäre, und zwar durch Abtragung des Proximalteils des Deltas durch nach O gerichtete Wasserbewegungen (vgl. S. 110). Dabei dürfte jedoch in einem Gebiet wie z. B. B IX, eher als in B XII eine solche Schichtenfolge entstehen.

Eine Tendenz zu einem derartigen Schichtenbau kann örtlich auch im südlichen Teil des Sundes wahrgenommen werden, wobei es sich um lokale Erscheinungen viel kleineren Ausmasses in der Nähe des Felsenstrandes handelt; die Mächtigkeit der oberen Schalenschicht ist besonders geringfügig; ihre biogenen Bestandteile stammen von dem nahen Felsenstrande.

Zusammenfassend kann über den Sedimentationsprozess bei Pinnö gesagt werden, dass er jetzt so weit fortgeschritten ist, dass der Aufbau des unteren, wahrscheinlich sehr mächtigen Schalendeltas in der Hauptsache beendet ist; ein proximaler Teil, gleich O der Schwelle des noch offenen Sundes, wächst aber weiterhin. Distal lagern sich darauf sehr leicht bewegliche Partikel, u. a. Tongyttja, ab. An den Felsenufern werden örtlich grössere Partikel als kleine Terrassen auf der Gyttjaschicht angehäuft.

δ. *Terrasse + Delta.*

Lage, Aufbau, Materialzufuhr. Bisher sind die drei Haupttypen der Ausgestaltung von Umsedimentationsablagerungen, die in dieser Arbeit Progradationsanhäufungen genannt werden, besprochen worden: Terrassen, Kegel und Deltas. An Beispielen wurde die Entstehungsweise einzelner derartiger Bildungen gezeigt; es ist auch dargelegt worden (z. B. Torseröd, S. 86), wie diese typologischen Einheiten zusammen komplexe Ablagerungen bilden können. Die Gestaltung der letzteren ist im höchsten Grade von der Richtung und Ausformung der Zufuhrwege, aber auch von den am Ablagerungsplatz vorhandenen Deponierungsmöglichkeiten abhängig; in Übereinstimmung mit den verschiedenen Konstellationen dieser Faktoren verändert sich die Gestaltung der komplexen Progradationsablagerungen von Fall zu Fall. Es lässt sich doch ein konstanter Typus unter ihnen herausfinden, nämlich eine in gewissen NW–SO-Tälern vorkommende, aus Terrasse + Delta zusammengesetzte Deposition. Als Typus und grossartiges Beispiel sei die Schalenablagerung Nr. 123 Otterö erwähnt.

Diese grosse und unter schwedischen Quartärgeologen und Zoologen recht bekannte Ablagerung ist früher von ANTEVS (1917, S. 271 u. 315, sowie 1928, S. 531) und von HALDEN (1925, S. 120) untersucht worden. Auch kleinere Mitteilungen über sie sind erschienen (z. B. HESSLAND 1942). Hier sollen diese mit einigen aufschlussreichen Einzelheiten ergänzt werden.

Fig. 46. Delta – Terrasse; Lok. Nr. 123 Otterö. Ausserdem Lok. Nr. 115 Ängevik. Die Pfeile zeigen die vermuteten Strömungen im Altsunde während der Anhäufung. A = Terrasse, B = Delta, V = Pass-Schwelle, GK = Geröllkegel vgl. Fig. 26), GT = Geröllterrasse, R = Residualgeröll einer Glazialablagerung (wahrscheinlich einer Endmoräne), P I = Probenentnahmestelle im Delta, P II = Probenentnahmestelle in Ängevik.

U. a. sei der Sedimentationsverlauf an einem Punkte (Fig. 46: P II) NW der Passbarre mit dem an einem anderen Punkt (P I) SO derselben (im Delta) verglichen. An letzterem Punkt ist die Sedimentation sehr ruhig verlaufen, mit Ausnahme der Periode, in der die Partie zwischen den Proben VI und XII (Fig. 47) deponiert wurde; diese Schicht (HESSLAND 1942, Fig. 8: D) hat eine von den ober- wie unterhalb zunächst liegenden Schichten abweichende Entstehung gehabt; sie ist nämlich sicherlich durch Rutsch von NO zustandegekommen. Die Schicht keilt sowohl nach der Talmündung wie nach der Talmitte aus; ihre granulometrische Zusammensetzung ist sehr polymikt (grosse Blöcke in zum Teil sehr feiner Grundmasse[1]). Der Kontakt zwischen ihrem distalen Teil und der darunterliegenden Tonschicht

[1] In einer Probe war 27,6 % der Masse < 0,06 mm; 0,06—0,125 mm: 47,3 %.

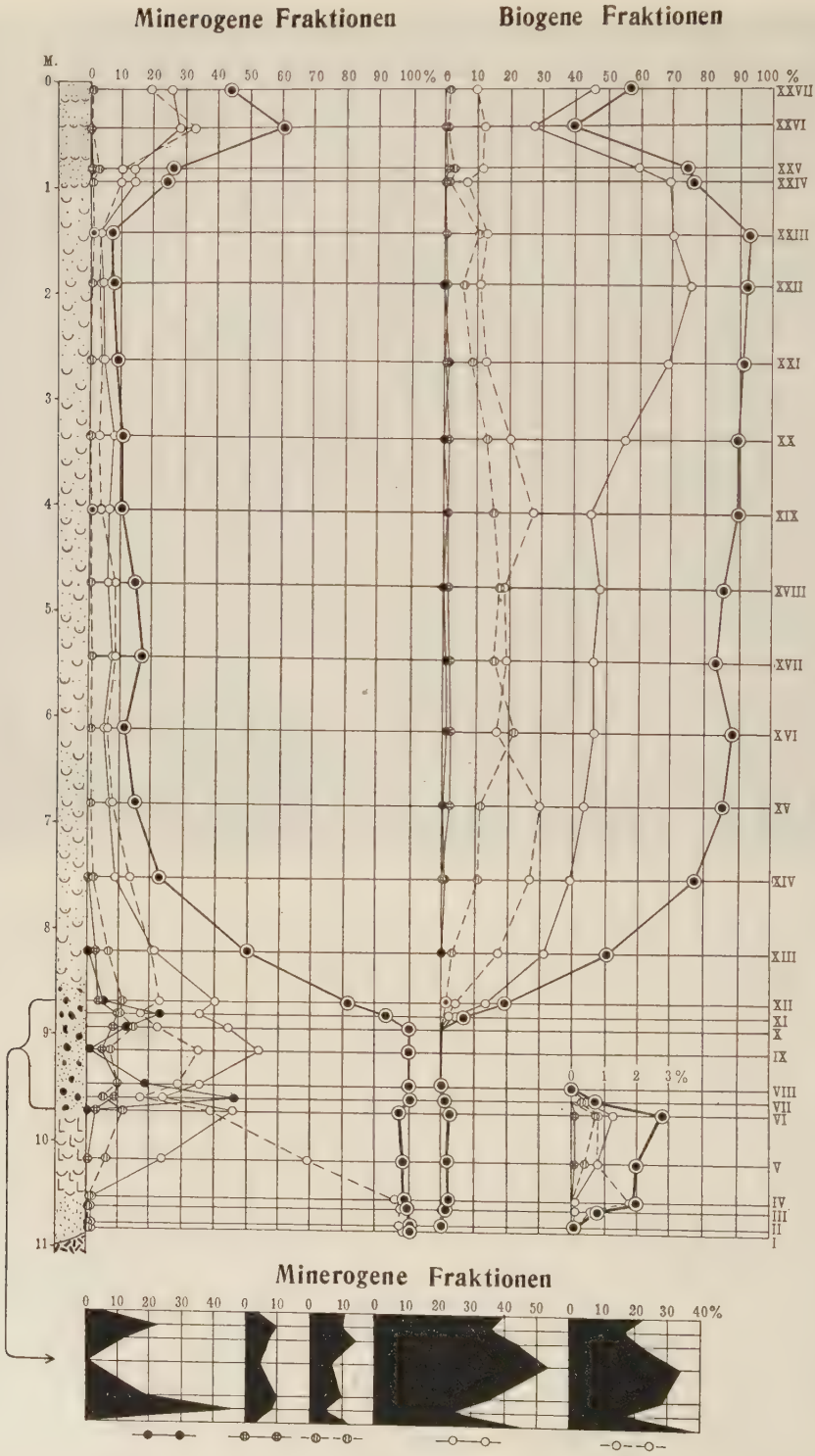


Fig. 47. Otterö; das Delta. Profil und Partikelverteilung. Zeichenerklärung S. 327.

E zeigt, dass die Schicht D sich mit einer gewissen Vehemenz in letztere hineingeschoben hat. Die biogenen Bestandteile im oberen Teil der Tonschicht — ihr unterer Teil enthält u. a. *Portlandica arctica* — rühren von Organismen her, deren Bedürfnis nach günstigeren Wassertemperaturen keineswegs von dem der im untersten Teil der Schicht B enthaltenen Formen abweicht. Diese Beobachtungen zeigen, dass Schicht D genetisch nicht mit dem übrigen Schichten des Deltas in Einklang steht. Die thermische Zusammensetzung der Faunen der ober- bzw. unterliegenden Schichten (boreale und boreal-lusitanische Arten) schliesst ferner die Möglichkeit aus, dass wir hier mit einer Eiszeitbildung zu tun haben, die also einem Eisvorstosse zu verdanken wäre. Auch sehe ich keine Veranlassung zu der Erklärung, es sei eine interglaziale Bildung, worauf die »südlichen« Charakteristika des Schalenbestandes der genannten Schichten hindeuten könnten (Vgl. S. 310 f.).

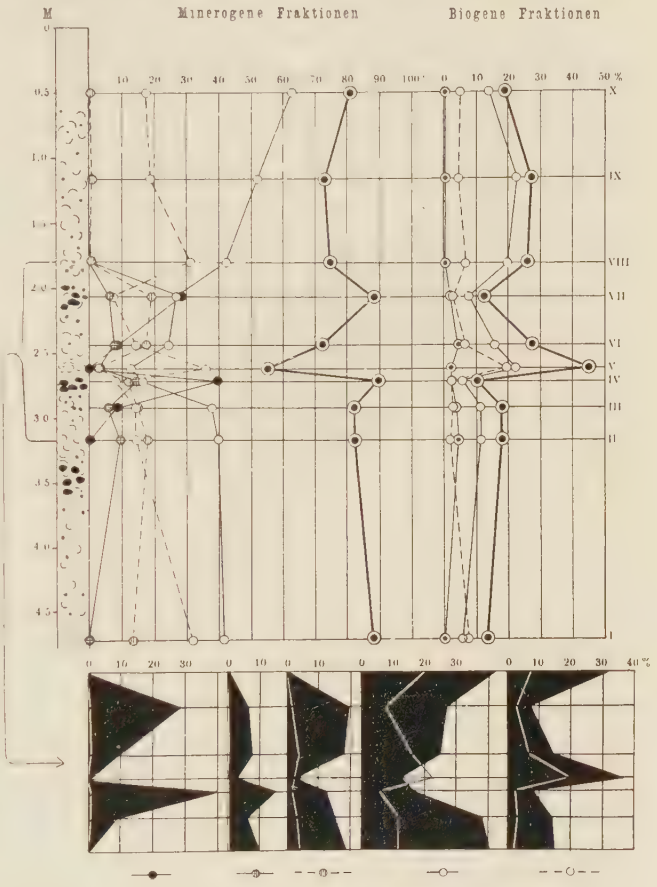


Fig. 48. Ängevik. Profil und Partikelverteilung. Zeichenerklärung S. 327; schwarzes Feld = minerogene Fraktionen.

Die Sedimente NW der Talschwelle (Lok. Nr. 115 Ängevik) sind von ganz anderer Art als die der Schalenbank SO derselben. Die Ängevik-Ablagerung kann infolge des hohen Gehalts an minerogenen Partikeln kaum eine Schalenbank genannt werden. Der Sedimentationsverlauf (Fig. 48) war dort ruhig, ausgenommen die Periode, in der sich die Schichtenfolge etwa zwischen 2 und 3 m unter der Erdoberfläche bildete (Proben III–VIII). Besonders auffällig ist eine kleinblöckige Schicht etwa 2,7 m unter der Bodenfläche, deren Vorkommen nicht nur für die Entstehung der Anhäufung von Ängevik, sondern auch für die der Otteröbank beleuchtend ist.

Die Blockschicht ist ein distaler Teil des Geröllkegels GK (vgl. auch Fig. 26), dessen direkte Fortsetzung längs der Plateauseite nach SO (GT) den Terrassenabschnitt der Schalenbank überlagert. Die unter der Blockschicht in Ängevik und die unter der Blockterrasse BT liegenden Schichten sind also, im grossen gesehen, gleichzeitige Bildungen. — Der nur wenig schalenführende Sand unter der Blockschicht in Ängevik ist also submarin angereichert worden. Ihre sandige Hauptmasse besteht sicher aus den am schwersten zu transportierenden Partikeln der gemischt minerogen-biogenen Sedimentmenge, die hauptsächlich von dem W davon liegenden Plateauabschnitt zu dem NW der Pass-Schwelle liegenden Teil des Tales herangeführt wurde. Die leichter zu transportierenden, grossenteils biogenen Partikel wurden dagegen nur in geringerem Masse dort dauerhaft deponiert; solche Partikel wurden weiterverfrachtet und im Delta SO der Schwelle abgesetzt. — Der über dem blockreichen Horizont liegende, etwas schalenreichere Sand ist zweifellos Ufersand.

Fig. 49. Oberflächenkonfiguration einer submarinen, aus Terrasse + Delta bestehenden Schalenablagerung; Lok. Nr. 118 Morö. Tiefe in m. Getönter Teil = Schalenboden; ausserhalb Schlick. P = Passgebiet, D = Delta, T = Terrasse.

In der schalenführenden Ablagerung auf Otterö lassen sich einige, in den erwähnten Arbeiten nicht genannte Strukturen wahrnehmen. Innerhalb des O-Teiles des Deltas (Fig. 46: B) fällt die Schichtung gleichmässig nach SO hin ab, ohne ein Zeichen dafür, dass die anreichernden Kräfte hier nicht stetig nach dieser Seite gewirkt hätten. Doch sind Schrägschichten mit den typischen weichen Abrundungen am unteren Teil (vgl. Fig. 39 a) in diesem Abschnitt nicht beobachtet worden. Solche kommen aber in dem Übergangsgebiet zwischen Delta und Terrasse, sowie in letzterer selbst vor; sie sind *gegen die Talschwelle*, d. h. gegen NW gerichtet. Die auf diese Weise registrierten Strömungen stimmen völlig mit den Stromrichtungen überein, die, wie man auf Grund der topographischen Verhältnisse annehmen

kann, an der Ablagerungsstelle bei landwärts gerichteten allgemeinen Wasserbewegungen geherrscht haben. Wie in Fig. 46 angedeutet, dürften nämlich rückläufige Gegenströmungen des das Delta aufbauenden Stromes, verstärkt durch auf der Leeseite des Plateaus entstandene Rückströmungen, gerade in diesem Gebiet wirksam gewesen sein. — An der SO-Mündung des Altsundes war die Stromrichtung nicht konstant; aus der komplizierten Schichtung zu schliessen, scheinen die dortigen Strömungsbewegungen einen recht wechselvollen Verlauf gehabt zu haben (Fig. 39 b). Nach der englischen Terminologie könnte eine solche Schichtung als »compound foreset bedding« bezeichnet werden.

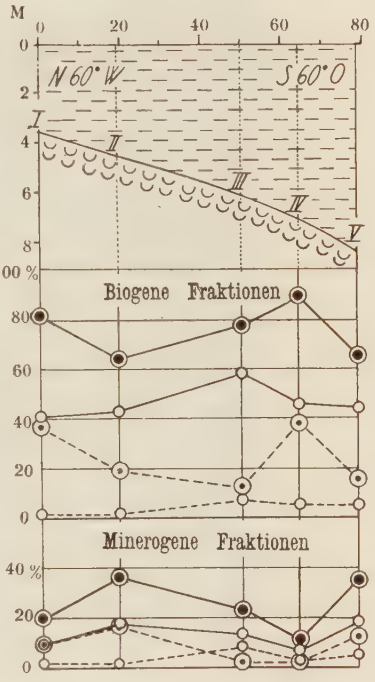


Fig. 50. Morö; Proximalteil des Deltas. Profil und Partikelverteilung. Zeichenerklärung S. 327.

Terrasse + Delta in Bildung. Die Oberflächenkonfiguration einer submarinen Schalenanhäufung[1] in derselben Lage wie die Otteröbank (Lok. Nr. 118 Morö) wird in Fig. 49 wiedergegeben; die Partikelverteilung im proximalen Teil des Deltas wird in Fig. 50 veranschaulicht.

Der Sund, in welchem die Ablagerung liegt, ist im Begriff abgeschnürt zu werden; bei normalem Wasserstand liegt die aus groben Blöcken bestehende Schwelle nur ein paar dm unter der Wasseroberfläche. Jedoch pressen sich bei NW-Sturm immer noch recht ansehnliche Wassermengen durch den Sund. — Die Progradationsterrasse der Morö-Ablagerung (Fig. 49: T), deren Aufbau jetzt fast beendet ist, ist dadurch angedeutet, dass die Isobathen des W-Teils des Ablagerungsgebietes ziemlich konform an den W-Strand des Sundes anschliessen. Die Oberfläche der Deltaablagerung (D) hat bis auf weiteres die Form einer distal immer flacheren Rinne oder Mulde. Die Ausgestaltung dieser Rinne im proximalen Deltaabschnitt deutet auf wenig günstige Deponierungsmöglichkeiten; darauf weist auch hin, dass dort nur wenig leicht bewegliche Partikel zu finden sind (Fig. 50). Der Verlauf der Isobathen 4 und 6 m innerhalb dieses Deltaabschnittes spiegelt die Einwirkung der Wasserbewegungen auf die Bodenkonfiguration unmittelbar hinter dem Passe wider. Die Deckschicht des distalen Deltaabschnittes besteht aus Schlick.

[1] Im Schalenboden leben zahlreiche grosse Exemplare von *Branchiostoma lanceolatum* (Beobachtungen 1938).

Beim Aufsteigen der Ablagerung zur Höhe des Meeresspiegels und der damit verbundenen Exponierung gegenüber den Umlagerungsbewegungen der Wellen, wird sich zweifellos die Oberflächenkonfiguration wesentlich stärker als bisher ausebnen.

b. Regradationsablagerungen.

Regradationsbildungen betrachte ich als systematisch den Progradationsbildungen gleichwertig, vgl. S. 56.

Die der allgemeinen Bewegungsrichtung des Wassers entgegengesetzt wirkende Regradation wird dadurch verursacht, dass abwärts—rückwärts gerichtete Komponenten, vor allem der Klippenbrandung und der Grundseen (vgl. S. 40 f.), solche sich ihrem Angriffe darbietenden Partikel mobilisieren, die auf Grund ihrer Schwere sich nicht als Schwebe-Material in die Orbitalbewegungen einverleiben lassen (vgl. Fig. 9 und 10).

Schon bei der vorläufigen Besprechung der Sedimentverteilung des Untersuchungsgebietes (S. 19) wurde auf den stärker autochthonen Charakter der Regradations- gegenüber den Progradationsprodukten hingewiesen; erstere bedecken ja den distalen Teil der Mutterformation, letztere dagegen häufen sich in der Regel nicht in unmittelbarer Nähe der Mutterformation oder des die Sedimente produzierenden Biotopes an, sondern in einigem Abstand davon. In Nord-Bohuslän bilden die Regradationsprodukte das distale Decksediment für die hydrodynamisch angereicherten Glazialablagerungen auf der W-Seite der Felsplateaus. Die in offenem Gelände liegenden, grösseren Endmoränen wie auch die kleineren, die NO—SW-Täler überqueren, sind distal gleichfalls mit Regradationssediment überdeckt.

Die Regradationsbildungen kommen ebenso allgemein im Untersuchungsgebiete wie die Progradationsbildungen vor, sind jedoch viel einförmiger aufgebaut, da sie nur als Terrassen auftreten; sie sind oft rein minerogen, aber auch zuweilen schalenführend. Ihr Proximalteil besteht in der Regel aus Partikeln grösserer Dimension, der Distalteil aus feineren.

Der höchste Teil der die Regradationssedimente liefernden Mutterformation ist mit Residualblöcken verschiedener Grösse übersät oder von einer gewöhnlich dünnen kiesigen Abspülungsschicht bedeckt. In beiden Fällen können die Oberflächen der Pro- und Regradationsbildungen der entgegengesetzten Seiten der N—S- oder NW—SO-Täler sich sehr ähneln. Im ersteren Falle geht doch die grobdimensionelle Scheitelschicht in immer feineres, in der Regel wenig verfestigtes Sediment über; im letzteren ist der Übergang dagegen diskontinuierlich, und zwar zu gewöhnlich besonders polymikten, nur mit Spitzhacke oder Dynamit abzubauenden Schichten. Bei durchwegs aus schlecht sortierten, grobdimensionellen Partikeln bestehenden Ablagerungen kann der innere Bau zuweilen den Charakter der Anhäufung beim ersten Blick nicht bestimmen lassen, wie es bei dem oberen Abschnitt

Fig. 51. Gebiet mit Regradationsablagerungen; Lok. Nr. 91 Sannäs A. Flugaufnahme. M = subglazial angereicherte Mineralkorndepots mit distalen Decksedimenten. R = Regradationsterrasse mit Schalenbankfazies.

der Schichtenfolge der Lokalität Nr. 125 Ejde B der Fall war. Dort wurde ein Schnitt (etwa 3 m) einer minerogenen Schicht in Progradationslage beobachtet; hinsichtlich der Granulometrie und des Verfestigungszustandes erinnerte sie doch an eine Glazialablagerung. Ca. 4 m unter der Erdoberfläche wurde aber mariner Ton mit u. a. *Modiola modiolus* angetroffen, womit der nicht-glaziale Charakter der Ablagerung feststand. Die schlechte Sortierung der Partikel muss in der schnellen Leerung eines grossen Depots (Fig. 38: K) begründet sein.[1]

Wie erwähnt, können sich biogene Partikel in Regradationsterrassen finden — oftmals als kleinere Schaleneinschlüsse in der minerogenen Grundmasse; nicht selten sind Schalen autogener Endoformen vorhanden, besonders in den distalen Abschnitten der Terrassen, wo die minerogenen Partikel klein sind und die Sedimentationsgeschwindigkeit verhältnismässig gering war, so dass die Rüstigkeit der Fauna nicht besonders gestört wurde.

[1] Die Schicht ist dunkel rostfarbig und ortsteinartig infolge sekundär zugeführter Eisenverbindungen.

Seltener aber sind derartige Terrassen als wirkliche Schalenbänke ausgebildet; ein Beispiel bietet Lok. Nr. 91 Sannäs A. Diese Schalenbankterrasse macht einen kleinen Teil eines sehr grossen Terrassenkomplexes aus, dessen übrige Partien doch überwiegend rein minerogen sind.

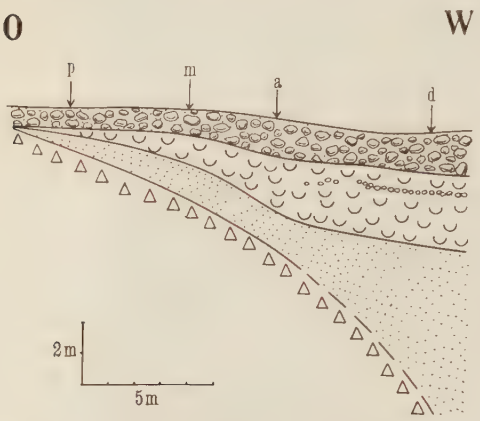


Fig. 52. Querschnitt einer Regradationsterrasse mit Schalenbankfazies; Sannäs (vgl. Fig. 51 und 53). *p, m, a* und *d* = Probenentnahmestellen. Zeichenerklärung S. 327.

Fig. 52 zeigt einen Querschnitt der schalenführenden Schichtenreihe. Von oben nach unten folgen: Block-, Kies- und Sandschicht, schalenführende Schicht, rein minerogene Umlagerungssedimente und sehr fest konsolidierte Glazialablagerung. Die Partikelverteilung der Schichtenfolge bei *a* (Fig. 53) deutet auf einen im grossen und ganzen ziemlich ruhigen Sedimentationsverlauf hin. Eine auffällige Zunahme grösserer minerogener Partikel (Probe VII) weist aber auf eine zufällige, besonders lebhafte Regradationstätigkeit hin; desgleichen ist bemerkenswert, dass die biogene Sedimentationsphase sehr plötzlich (Probe IX–X) abgeschnitten wird. Eine spärliche distalere Probenserie (Fig. 52: *d*) zeigt prinzipiell die gleiche Sedimentverteilung. In diesem Falle wird doch die erwähnte gesteigerte Regradationstätigkeit nicht durch Partikel > 2 mm gekennzeichnet, sondern durch erhöhte Frequenz der Fraktion $^1/_2$–2 mm, was mit der Faziesregel übereinstimmt, dass nämlich die Grösse der Partikel in Richtung von ihrer Mutterformation abnimmt. Auch stimmen die Befunde mit der Fazies-

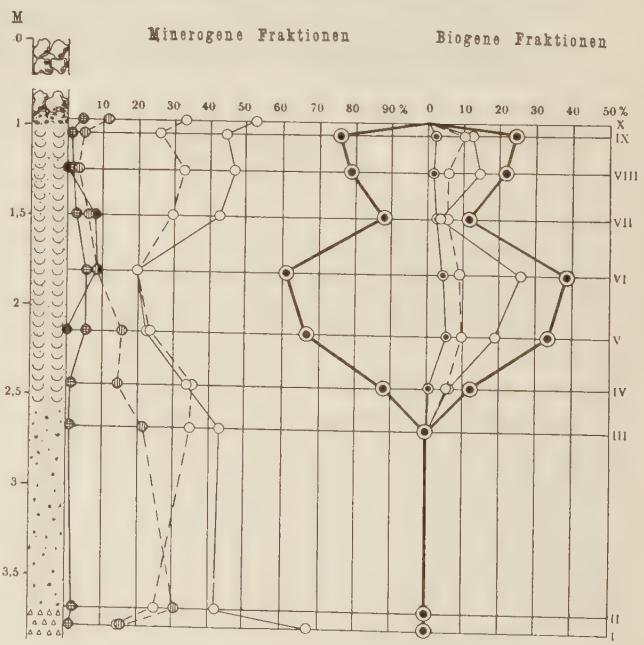


Fig. 53. Profil und Partikelverteilung einer Regradationsterrasse; Sannäs (Probenentnahmestelle bei *a* in Fig. 52). Zeichenerklärung S. 327.

regel darin überein, dass dieser distale Abschnitt einen viel grösseren Gehalt an den spezifisch leichteren biogenen Partikeln als der proximale aufweist (vgl. untenstehende Tabelle).

Ein näherer Vergleich der Verteilung der biogenen Partikel zeigt, dass bei *a* die Fraktion > 2 mm durchschnittlich *26,0* Gewichtsprozent, die Fraktion ½–2 mm *13,3* % und die Fraktion < ½ mm *7,4* % ausmacht. Entsprechende Durchschnittswerte der distalen Probenserie sind *5,0*, *46,6* und *18,1* %. Andererseits macht die minerogene Fraktion > 2 mm bei *a* im Durchschnitt *14,3* Gewichtsprozent, die Fraktion ½–2 mm *34,5* % und die Fraktion < ½ mm *27,5* % aus. Entsprechende Zahlen bei *d* sind: *2,8*, *9,3* und *17,0* %.

In die Tabelle ist auch das Resultat der Analyse einer Probe aus dem auskeilenden Teil der Schalenschicht (Fig. 52: *p*) mitaufgenommen, sowie einer Probe aus dem unteren schalenfreien Horizont zwischen *p* und *a* (Fig. 52: *m*). Die erstere Probe zeigt, dass der Gehalt minerogener Partikel > 2 mm (*14,4* %) höher ist als der mittlere Gehalt bei *a* und *d* (*14,3* resp. *2,8* %), aber derjenige biogener Partikel < ½ mm (*6,2* %) geringer als der entsprechende Durchschnittswert bei *a* und *d* (*7,4* bzw. *18,1* %). Letzterer Befund kann der Lage der Probe nach am ehesten mit der Probe II (Vertikalserie *a*) verglichen werden. Das Gewicht der Fraktion > 2 mm ist in ersterem Falle *9,4* % höher, das der Fraktion ½–2 mm *1,0* % höher, aber das der Fraktion < ½ mm *10,1* % niedriger als in letzterem. — Die Zusammensetzung der Proben *p* und *m* stimmt also mit den übrigen dargelegten Ergebnissen bezüglich der Partikelverteilung in proximal-distaler Richtung innerhalb der Schichtenserie überein.

		Minerogene Partikel				Biogene Partikel			
		> 2	½–2	< ½	Sa.	> 2	½–2	< ½	Sa.
Distal (*d*)	Zuoberst . .	*2,9*	*5,2*	*17,6*	*25,7*	*3,2*	*50,8*	*19,6*	*73,6*
	Mitte . . .	*0,2*	*18.0*	*19,0*	*37,2*	*10,8*	*45,1*	*6,8*	*62,7*
	Zuunterst .	*5,2*	*4.8*	*14,5*	*24,5*	*2,7*	*44,1*	*28,6*	*75,4*
Proximal	*p*	*14 4*	*24,8*	*22,6*	*61,8*	*9,8*	*22,8*	*6 2*	*38,8*
	m . . .	*42 0*	*43 0*	*15.1*	*100,1*	.	.	.	.

Die oberste Schicht der Ablagerung — Block- und Kiesschicht — scheint plötzlich entstanden zu sein; der Übergang von der schalenführenden Schicht ist abrupt. Ihre ungeordnete und in den Dimensionen sehr polymikte Masse ist — so hat man den Eindruck — durch Rutsch zustandegekommen, was durch Abrasion höher liegender Proximalsedimente bei ihrer Erhebung in Strandlage oder ganz kurz vorher verursacht sein dürfte. (Der Abfall der Bodenfläche, auf welcher diese Masse zu ihrer jetzigen Lage geglitten sein muss, beträgt ungefähr 35°.) — Abwärtsbewegungen sind auch früher geschehen, denn die Schalenschicht enthält ein paar, obgleich weniger mächtige Blockhorizonte, deren Verschiebung sicher bei besonders starker Klippenbrandung in tieferem Wasser vor sich ging.

Die Geröll- und Kiesschicht ist zweifelsohne von grösster Bedeutung für die Erhaltung der Schalenschicht gewesen; ohne diesen schützenden

Mantel wäre sie von den abradierenden Wellen leicht zertrümmert und abgetragen worden. Zwar ist die Entstehung einer Regradationsschalenbank davon abhängig, dass minerogene Komponenten in wesentlich langsamerem Tempo zuströmen, als die Biozönosen biogene Partikel zu produzieren vermögen; andererseits ist es auch sehr wichtig, dass eine grobdimensionelle Mineralkornablagerung in einer derartigen Lage und bis zum Einsetzen des Abrasionsprozesses bewahrt bleibt, so dass sie sich mit einem Schlag über die Schalenschicht ausbreiten kann und sie dergestalt vor Abtragung schützt. Ich kann mich nicht auf eine grössere Anzahl Beobachtungen berufen, bin aber der Meinung, dass Regradationsschalenbänke vielerorts in den Schären Nord-Bohusläns entstehen. Da aber nur eine ganz geringe Anzahl derartiger Terrassen in diesem Gebiet beobachtet worden ist, muss man zu der Schlussfolgerung kommen, dass sich schützende Mäntel zur rechten Zeit — oder gar nicht — gebildet haben.

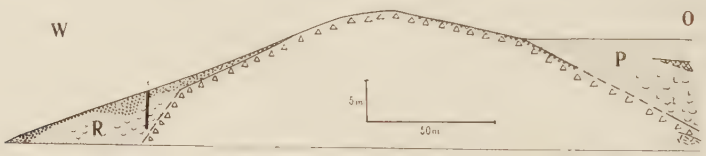


Fig. 54. Querschnitt einer Moräne mit Pro- (P) und Regradationssedimenten (R); Lok. Nr. 83 Skälleröd. a = Probenentnahmestelle. Zeichenerklärung S. 327.

Der zu einer Endmoräne gehörenden Regradationsterrasse pflegt eine auf der Gegenseite der Moräne gelegene Progradationsterrasse zu entsprechen. Fig. 54 zeigt einen Schnitt durch eine Moräne mit daraus entstandenen Pro- und Regradationsterrassen (Lok. Nr. 83 Skälleröd).

Der Scheitel dieser Moräne und teilweise der höchst gelegene W-Teil sind abgeschält; die ausgewaschenen Partikel sind wegverfrachtet und in der Pro- sowie der Regradationsterrasse eingelagert worden. Dabei wurde abgespülter Kies im proximalen Abschnitt dieser Terrassen, unmittelbar auf dem Moränenkörper, abgesetzt, während feinere Partikel in grösserem Abstand vom Scheitel der Moräne deponiert wurden. Der distale Teil der Progradationsterrasse besteht zuoberst hauptsächlich aus Sand und Mo (89 % einer Probe fielen zwischen die Grenze 0,06 und 0,25 mm). Der untere Teil der Progradationsterrasse enthält grössere Mengen feinerer Partikel. Schalen solcher allgemein vorkommenden Arten wie *Corbula gibba*, *Bittium reticulatum* und *Hydrobia ulvae* sowie Seitenschalen von Balaniden mit quergestellten inneren Wänden sind in diesem Teil der Schichtenfolge ziemlich spärlich vertreten. Der distale Teil der Regradationsterrasse besteht hauptsächlich ebenfalls aus feinkörnigen Sedimenten, die jedoch, im Gegensatz zu den genannten Sedimenten der Progradationsterrasse, von einer 0,2—1 m mächtigen abgespülten Kiesschicht bedeckt sind.

Fig. 55 gibt die Partikelverteilung auf 4 Niveaus der Regradationster-

rasse in dem bei a (Fig. 54) angesetzten Probeschacht wieder. In der untersten Probe, wo die minerogene Fraktion < ½ mm vorherrscht, finden sich einzelne Schalen von *Littorina littorea* und von kleineren Gastropoden, z. B. *Bittium reticulatum* und *Rissoa parva*, sowie von kleineren Lamellibranchiaten, z. B. *Cardium nodosum*. Darüber folgt ein regelrechter Schalenbankhorizont, der vor allem durch seinen Reichtum an Klein-Gastropoden (besonders Rissoiden) gekennzeichnet ist. Ausserdem kommen mit Röhren versehene Polychäten in ziemlich bedeutender Zahl vor (u. a. der nunmehr in Bohuslän recht seltene *Spirorbis pagenstecheri*). (Die von ANTEVS [1917, S. 317] mitgeteilte Analyse einer Probe aus einer Schalenbank bei Skälleröd dürfte sich auf eben diese Schicht beziehen.) Die biogenen Konstituenten dürften gewissermassen von Epibiosen eines Plateaus S und SW des Ablagerungsplatzes stammen, zu dem sie vor allem durch eine SW–NO-Spalte (Fig. 56: S) geführt wurden. (In dem berührten Teil der Regradationsterrasse liegen also gewisse Mengen von Progradationssediment. Da die Hauptmasse der Terrasse doch mit Sicherheit aus Regradationssedimenten besteht, bezeichne ich die ganze Ablagerung als Regradationsterrasse.)

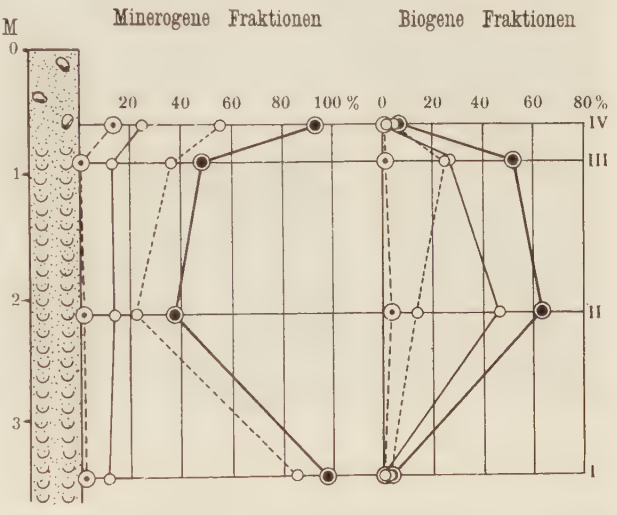


Fig. 55. Profil und Partikelverteilung einer Regradationsterrasse; Skälleröd (vgl. Fig. 54). Zeichenerklärung S. 327.

Der submarine Aufbau der Terrasse dürfte ziemlich ungestört bis zum Horizont III stattgefunden haben. Die stetige Zunahme von feinverteiltem Schalendetritus, die sich im Steigen der Kurve der biogenen Fraktion < ½ mm kund gibt, deutet jedoch sicher ein Näherrücken des Strandes an. Die Verteilung der biogenen Partikel muss in immer höherem Grade von den zertrümmernden Kräften im Strandbereiche bestimmt worden sein. Bei Erhebung der Moräne in die Schwallzone wurde zuerst eine proximale, höher liegende abgespülte Kiesanhäufung der Regradationsterrasse der Abrasion ausgesetzt, wobei die Kiespartikel allmählich nach unten geführt und über die distalen, niedriger liegenden und aus kleineren Partikeln bestehenden Sedimente der Terrasse ausgebreitet wurden (s. Fig. 54), die dadurch vor Abtragung bewahrt blieben.

Fig. 56. Moräne in einer Spalte mit Pro- (P) und Regradationsterrasse (R); Skälleröd (vgl. Fig. 54 und 55). S = Spalte, M = Mineralkorndepot, B = Passgebiet. Zeichenerklärung S. 327.

Es wurde eben betont, dass biogene Partikel zum Teil auch auf anderem Wege als durch Regradationsbewegungen in Regradationsterrassen eingelagert werden können. Mit höchster Wahrscheinlichkeit können — und haben wohl auch — horizontale Strömungen eine Abtragung der Moränen und der längs der W-Abhänge der Plateaus liegenden Glazialablagerungen bewirkt. Vor allem dürften sie die Partikel der ausserhalb der NO—SW-Spalten der Plateaus gelegenen, glazigen angereicherten Zungen abgetragen haben, die dann zum Teil in dem Wirbelraum an der Leeseite der Zunge deponiert wurden. Vermutlich dürften horizontale Ströme bei solchen Abtragungsprozessen auch mit den abwärts-rückwärts gerichteten Brandungskomponenten zusammengewirkt haben. Wahrscheinlich haben Bewegungen der ersteren Art hauptsächlich jenes Material weggeschafft, das von Bewegungen der letzteren Art dem Weitertransport zubereitet war.

Aus leicht erklärlichen Gründen ist es besonders heikel, die Entstehungstiefe der verschiedenen Horizonte der Regradationsterrassen zu ermitteln. Die einzige Schicht, deren Entstehung mit einiger Sicherheit auf eine gewisse Strandlage bezogen werden kann, ist die in den meisten Fällen vorkommende, grobdimensionelle Deckschicht. Bei den darunterliegenden Schichten müssen wir uns nicht selten auf die Behauptung beschränken, dass sie in recht bedeutender Wassertiefe angehäuft sein können. Aus einem allgemeinen Vorkommen von Schalen der Algen- oder *Fjær*-Epi-

bionten in der Regradations-Nekrozönose sowie aus der Kenntnis der Lage der Material erzeugenden Biozönosen lässt sich doch die Strandlage während der Ablagerung dieser Sedimente mit gewisser Wahrscheinlichkeit erschliessen.

2. Strandablagerungen.

Altstrände. Zu Strandablagerungen rechne ich ganz und gar *ausserhalb* des verfrachtenden Mediums — des Wassers — entstandene Depositionen. Wie auch früher hervorgehoben (S. 56) unterscheide ich sie also von submarin abgesetzten Anhäufungen, welche *innerhalb* des Transportmediums deponiert sind; letztere umfassen also Pro- und Regradationsbildungen.

Eigentlich sind die Strandablagerungen eine Art von Progradationsbildungen. Ich möchte sie jedoch nicht zu diesen rechnen, sondern lasse diese letzteren nur submarin gebildete Ablagerungen umfassen: Progradationsterrassen, -kegel und Deltas. Mit dieser Ausnahme von der in dieser Arbeit angewandten Einteilung der marinen Umlagerungsprodukte soll vor allem hervorgehoben werden, dass schalenführende Deposita *entweder* in Strandlage *oder* auf einem submarinen Niveau abgesetzt sein können. In ersterem Falle gibt die Höhe der Ablagerung ü. d. M. direkt die Meereshöhe bei ihrer Entstehung wieder, in letzterem Falle muss die der Deposition entsprechende Strandlage auf irgend eine Weise berechnet werden. In den geologischen Diskussionen über Schalenablagerungen ist gerade das Entstehungsniveau von entscheidender Bedeutung. Diese Frage ist jedoch früher nicht genügend beachtet worden, sondern die Schalenablagerungen wurden im allgemeinen ziemlich einseitig entweder als Strand- oder als submarine Anhäufungen betrachtet. Solche Generalisierungen können offenbar zu falschen Schlussätzen vor allem über die Altersverhältnisse der Schalenablagerungen untereinander führen und haben das auch getan. Wir haben also guten Grund, Strandschalenschichten und submarin angereicherte Schalenablagerungen auseinander zu halten. Praktische Gründe haben mich also veranlasst, die Strandablagerungen in systematischer Hinsicht den submarin angehäuften Umlagerungsprodukten zur Seite zu stellen, obwohl die Strandablagerungen genetisch am ehesten, als ein morphologisch gut umrissener Ablagerungstyp, unter die Progradationsbildungen einzureihen wären.

Die schalenführenden Strandablagerungen sind meistens von recht geringer Mächtigkeit; selten wurden Strandschalenschichten von mehr als 1 m Durchschnitt beobachtet. Sandige Strandablagerungen enthalten oft regellos zerstreute Makroschalen. Stratifizierung ist dort meist nicht vorhanden. Schnitte durch Strandablagerungen aus grösseren minerogenen und biogenen Partikeln zeigen dagegen sehr oft beinahe horizontale Konkordantschichtung.

Besondere Leitarten für die Strandanhäufungen anzugeben, ist aus vielen Gründen schwer: an einem Strande werden Schalen aus verschiedenen Biotopen zusammengeführt und eingelagert. Auch das Vorhandensein von zu Strandbiotopen gehörigen Arten deutet nicht immer auf Anhäufung an einem Strand. So können die Windungen von kleineren Schnecken und

die von den Ligamenten zusammengehaltenen Schalen von Ostracoden und kleineren Muscheln der Strandbiotopen sich mit Fäulnisgasen füllen, wonach sie leicht vom Strande wegverfrachtet werden können; nach dem Abzug der Gase können sie dann in tiefem Wasser zu Boden fallen. Schalen von typischen Phytalostracoden wie *Cythere lutea* können nicht selten in Proben aus tief liegenden Weichböden (vgl. ELOFSSON 1941, S. 228) oder in, in grösserer Tiefe abgesetzten subfossilen Schichten angetroffen werden. Schwerere Schalen können mit Tang oder Eis vom Strande treiben und dann in tieferem Wasser zu Boden sinken.

Die Möglichkeit des Wegtransports vom Strande ist zweifellos in einem Schärengebiet mit Steilküsten und verwickelten Strömungsverhältnissen viel grösser als an einer offenen Flachküste. In den bohuslänischen Schären mit ihrer ausgeprägten Bruchtopographie finden solche Transporte vom Strande in nicht geringem Ausmass statt. Der Charakter einer Ablagerung als Altstrandbildung ist in Nord-Bohuslän sicherer an Hand ihrer morphologischen Ausgestaltung als an den Zeugnissen zu erkennen, die eingeschlossene Schalen liefern können. Recht bezeichnend für die dortigen Strandanhäufungen sind doch die Schalen gewisser grösserer endobiontischer Muscheln des seichten Litorialgebietes, die in der Regel nach dem Tode der Tiere an dem nächsten Strand aufgeworfen werden; unter ihnen sind in erster Reihe *Cardium edule* und *Macoma balthica* zu nennen.

Nicht einmal das Vorkommen von Schalen dieser Arten gibt absolut sicher an, dass die Ablagerung, in der sie liegen, in Strandlage abgesetzt worden ist (vgl. S. 192). So treten leere Schalen von *Cardium edule* in Strömsund auf (S. 92), während ANTEVS sie in 25—30 m Tiefe bei Lysekil gefunden hat (1928, S. 512). Zuweilen sieht man treibende Fäden von *Chorda filum* an Schalen jener Art festgewachsen.

Strandgyttjen. Die schalenführenden Strandablagerungen sind meist sehr einförmig aufgebaut; es wäre deshalb wenig ergiebig, mehr über sie anzuführen. Statt dessen soll die Entstehung einer mit den Strandschichten nahe verknüpften Ablagerungsart erörtert werden, nämlich die der nordbohuslänischen Strandgyttjen.

Strandgyttjen, oder richtiger: Strandtongyttjen, sind in Nord-Bohuslän in ruhigen Buchten und abgeschiedenen Becken recht gewöhnlich, wo sie, besonders in geschlossenen Becken, grosse Flächen einnehmen können; ein Beispiel dafür bieten die sog. »lerorna« (lera = Schlickboden), wie die von Elgö, Galtö und Daftö (Kartenblatt Strömstad).

Das hier behandelte Beispiel ist ein subfossiler Strandschlickboden ziemlich geringen Umfanges.[1] Er ist im äusseren SO-Teil des NW—SO-Tales, in dem die grosse Schalenbank Nr. 123 Otterö liegt, abgesetzt. Der Schlick

[1] E. ANTEVS (1917, S. 272 f. [beachte Fig. 3, S. 275] und 1928, S. 531 f.) sowie B. HALDEN (1925, S. 120 f. [beachte 1923, Fig. 34, S. 89]) haben diese Schicht untersucht. N. ODHNER (1918, S. 210 f.) hat ihre Genesis erörtert.

überdeckt den SO-Teil der Schalenbank. Er gehört einer Schichtenreihe des folgenden Aufbaus an (Fig. 57):

E = Schalenhaltiger Kies und Sand; die grössten Partikel in den lateralen Teilen, d. h. im O und W, die Lateralpartien sind konkordant geschichtet.

D = Die Tongyttja-Schicht; sie keilt gegen O und W sowie NW aus, nimmt aber gegen SO allmählich zu, ist also zungenförmig; lateral äquivaliert sie die untersten Teile der Schicht E.

C = Eine feinkörnige, sehr kalkreiche, strukturlose und hart gepackte Schicht; ihr Aussehen erinnert stark an Trümmerkreide. Während des

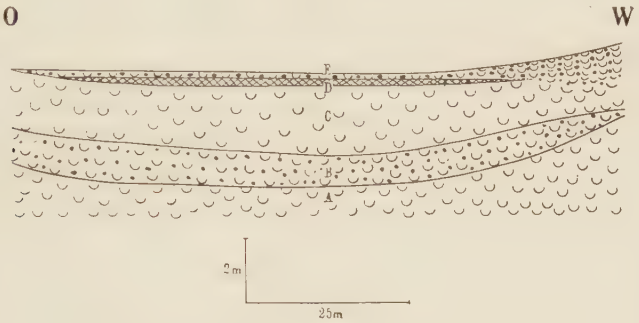


Fig. 57. Schichtenreihe mit Strandgyttja (D); Lok. Nr. 123 Otterö. Vgl. Fig. 58 und 59. Zeichenerklärung S. 327.

Aufbaus dieser Schicht ist der Totalwert von Partikeln $< 1/2$ mm von *6* auf *55* Gewichtsprozent gestiegen. In der feinkörnigen Grundmasse liegen zusammenhängende Schalen vor allem von *Lucina borealis*, sowie gut erhaltene, ganze Schalen von *Echinocardium cordatum* in reichlichen Mengen.

B = Locker zusammengefügte Sand-Schalenmasse; grössere Partikel dimensionen als die der Schicht C (die Fraktion $< 1/2$ mm nur *10* % des Gesamtgewichtes). Molluskenschalen verhältnismässig dickschaliger Arten wie *Bittium reticulatum*, *Littorina littorea* u. dgl. sind in dieser Schicht in beträchtlich grösserer Menge als in den Schichten A und C enthalten. Geschliffene Schalenfragmente kommen zahlreich vor — besonders in der Mitte der Schicht.

A = Der oberste Teil der an *Corallina* reichen Hauptmasse der Schalenbank. In dieser Schicht lässt sich ziemlich deutliche Stromschichtung in Form von »compound foreset bedding« (S. 119) wahrnehmen.

Es sei hinzugefügt, dass die beschriebene Schichtenfolge bald in Richtung auf die Talschwelle zu verschwindet und von einer weniger differenzierten Masse ersetzt wird (Hessland 1942, Fig. 8: G).

Über die nähere Zusammensetzung der Tongyttja sei folgendes angeführt.

An der Spitze der »Zunge« ist sie vor allem durch reichlich eingelagerte

Glimmerblättchen gekennzeichnet, weswegen sich das Sediment in trockenem Zustand leicht horizontal in Scheiben spalten lässt. Der Gehalt an phytogenen Bestandteilen ist hier bedeutend geringer als in den mächtigeren Abschnitten der Tongyttja, wo auch gut erhaltene Reste von *Zostera marina* vorkommen. Die Analyse dreier Proben eines 95 cm mächtigen Abschnittes (Fig. 59) — je eine Probe aus dem unteren, mittleren und oberen Teile — hat ausserdem gezeigt, dass der Gehalt an phytogenen Bestandteilen im Verlauf der Sedimentation gestiegen ist, und zwar, in der genannten Ordnung der drei Proben, von 24 auf 27 und 29 Gewichtsprozente. Eine Probe von der Spitze der »Zunge« enthielt dagegen nur 3,4 % phytogene Bestandteile.

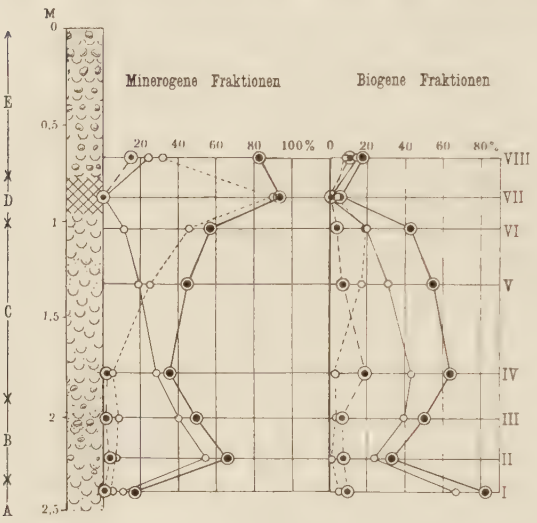


Fig. 58. Profil und Partikelverteilung des proximalen Teils einer Schichtenreihe mit Tongyttja; Otterö. Die biogene Phase besteht ausser aus Kalkschalen auch aus phytogener Substanz. Vgl. Fig. 57 und 59. Zeichenerklärung S. 327.

Aus ANTEVS' und HALDENS Beschreibungen der Tongyttjaschicht — ihr Untersuchungsmaterial scheint am ehesten von der Spitze der »Zunge« zu stammen — bekommt man die Vorstellung, dass sie sehr arm an Schalen sei. ANTEVS gibt an, überhaupt keine Schalen wahrgenommen zu haben, HALDEN hat Reste von drei Arten gefunden, nämlich Kalkprismen der Schalen von *Mytilus edulis*, Nadeln eines Suberitiden und Schalen der Kieselalge *Navicula lyra*.[1] Die Tongyttja ist jedoch nicht so arm an Schalen wie diese niedrigen Daten anzudeuten scheinen. So sind Makroschalen nicht selten in dem an *Zostera* reichen Teil vorhanden. Verschiedene Rissoiden, *Bittium reticulatum*, *Gibbula cineraria*, *Nassa reticulata* und andere ähnliche *Zostera*- und Weichböden-Epibionten können darin festgestellt werden. Auch das Sediment an der Spitze der »Zunge« ist nicht besonders schalenarm, was aus der folgenden Liste der in einer Probe von dort beobachteten Formen hervorgeht (Anzahl auf 200 gr analysierte Masse).

[1] HALDEN macht auf den hohen Karbonatgehalt der Tongyttja aufmerksam, den er mit 10,3 % angibt (1925, S. 121) und den reichlich eingelagerten Prismen zerfallener *Mytilus*-Schalen zuschreibt. Eine von mir analysierte Probe aus dem proximalen Teil der Schicht enthielt nur 1,9 % Karbonate; 0,4 % von ihnen entstammte der Fraktion $^1/_2$–2 mm und 1,5 % der Fraktion $< {}^1/_2$ mm. Der Karbonatgehalt scheint also recht erheblich schwanken zu können.

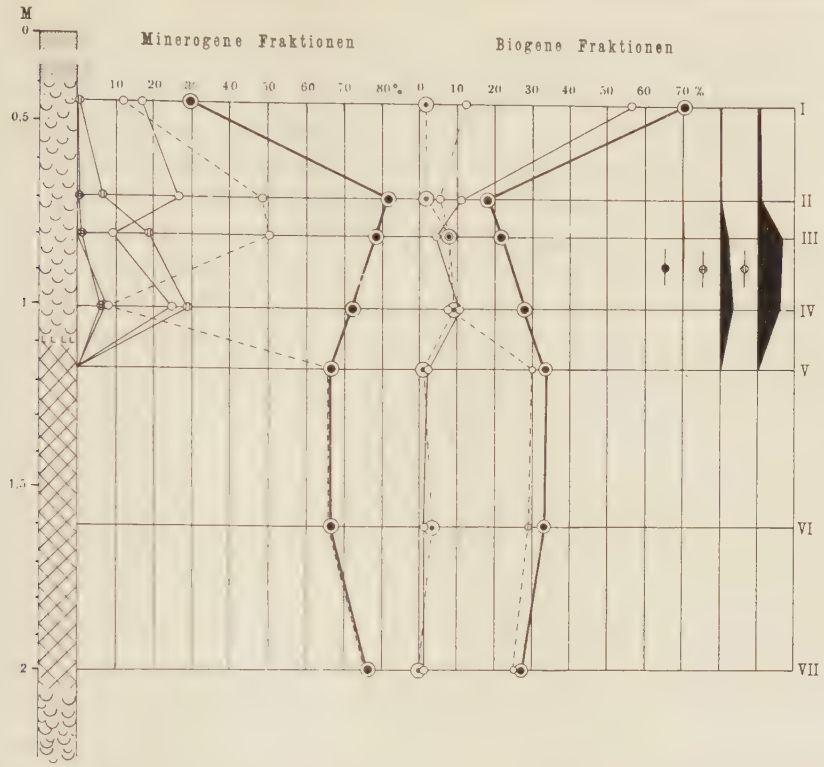


Fig. 59. Profil und Partikelverteilung des distalen Teils einer Schichtenreihe mit Tongyttja; Otterö. Die biogene Phase besteht ausser aus Kalkschalen auch aus phytogener Substanz. Vgl. Fig. 57 und 58. Zeichenerklärung S. 327.

Foraminifera:

Nonion labradoricum var.[1]	2
» *pompilioides*	900
Elphidium excavatum	1 900
» *incertum*	5 400
Rotalia beccarii	1 560
Cibicides lobatula	4
	9 766

Cirripedia:

Balanus cf. *crenatus*	2 Fragmente
Verruca strömia	12 Schalenteile

Mollusca:

Mytilus edulis	Fragmente (zahlreich)
Ostrea edulis juv.	2 Schalen
Rissoa interrupta	8 »
Bittium reticulatum	2 Fragmente

Echinodermata:

Vier Stacheln eines irregulären Seeigels

Pisces:

Sechs Zähne, vier Wirbel und zwei Otolithen (*Gadus* sp.)

Algae:

Zwei Glieder von *Corallina officinalis*.

Die Entstehung der Tongyttja-Schicht dürfte am besten im Zusammenhang mit der Entstehung der Schichtenfolge im ganzen erklärt werden können.

[1] *Nonion labradoricum* var. stimmt am nächsten mit einem von CUSHMAN 1939 abgebildeten Exemplar aus Gaspé Bay überein (CUSHMAN, op. cit., Pl. 6, Fig. 14).

Der markante Unterschied zwischen Schicht A und B veranschaulicht eine Veränderung in der Zufuhr biogener Sedimente. Die Produktion der in Schicht B eingelagerten biogenen Partikel ist grösstenteils nach Biotopen anderer Art verlegt worden, die ausserdem anderer Lage gewesen sind, als die den Hauptteil der Schalenbank — von der Schicht A ja ein Teil ist — produzierenden Biotopen. Das Ereignis, das diese Veränderung verursachte, war zweifellos die Hebung der Pass-Schwelle an die Meeresfläche. Dadurch enstand nämlich an ihrer SO-Seite eine ruhige Bucht, in der sich eine solchen Verhältnissen angepasste Flora und Fauna entwickeln konnte. U. a. dürfte die ruhiges Wasser fordernde *Zostera* gute Möglichkeiten gehabt haben, üppige Bestände zu bilden; die Bodenbeschaffenheit scheint hierfür keine Hindernisse bereitet zu haben. Während der letzten Periode des Akkumulationsprozesses lagerte sich nämlich hinter der Pass-Schwelle die feinere Schalen- und Sandmasse ab, die allmählich zu der eben erwähnten undifferenzierten Scheitelschicht G ausgebreitet wurde, in der *Zostera* sehr wohl gediehen sein kann. *Zostera* ist nämlich nicht an Schlickböden gebunden. Das reichliche Vorkommen von *Bittium reticulatum* und anderen typischen Epibionten der *Zostera*-Wiesen zeigt auch deutlich, dass während der fraglichen Zeit SO der Pass-Schwelle optimale Lebensbedingungen für die *Zostera*-Biozönosen vorhanden waren. Ich bin doch der Auffassung, dass Schicht B nicht nach der definitiven Abschnürung des Sundes ausgebildet worden ist, sondern im Verlauf des Abschnürungsprozesses. Im ersteren Falle hätte nämlich ein Abrasionsprodukt von der Art der Grundmasse in Schicht C entstehen müssen. Die Partikelverteilung in Schicht B zeigt zudem, verglichen mit den Schichten darüber und darunter, dass die Wasserbewegungen während der Deposition der Schicht B wahrscheinlich kräftiger als bei der Entstehung von C und A gewesen sind, was damit in Zusammenhang stehen dürfte, dass Wassermassen mehr oder weniger periodisch — vor allem vielleicht bei Herbsthochwasser und NW-Winden — mit grosser Kraft über das Passgebiet und weiter nach SO geschleudert wurden. Beim Übergang von Schicht A zu B ist eine Zunahme der minerogenen Partikel $> {}^1/_2$ mm ebenso wie der biogenen Partikel > 2 mm eingetreten, was eben eine solche gewaltsame Wasserbewegung anzeigen kann.

Schicht C ist, wie erwähnt, sicher nach der endgültigen Abschliessung des Sundes entstanden. Die Partikelverteilung dieser Schicht — vor allem die hohe Frequenz der biogenen Fraktion $< {}^1/_2$ mm — gibt an, dass die Sedimentationsbedingungen sehr günstig geworden waren, zweifelsohne infolge der Erhebung des Passgebietes über die Meeresfläche, wodurch sich eine wirksame Barriere gegen Wasserbewegungen der eben erwähnten Art gebildet haben muss. Die Zusammensetzung und Struktur der Schicht C ermöglicht ferner die Annahme, dass sie ein Destruktionsprodukt der Abrasion der höheren Partien der Schalenbank ist.

Die abradierende Kraft in der geschützten Bucht darf mit grösster

Sicherheit als recht gering angenommen werden; die ziemlich stetige Abtragung durch die an sich unbeträchtlichen Wellen muss aber, zusammen mit dem Unvermögen der schwachen Wasserbewegungen, die zerkleinerten Partikel wegzuführen, die günstigste Voraussetzung für das Entstehen gerade eines solchen Sediments, wie des der vorliegenden Ablagerung, gebildet haben.

Ich möchte mir vorstellen, dass der mechanisch wirkende Abrasionsprozess durch einen chemischen Auflösungsprozess verstärkt wurde. Das Wasser der Bucht mag nämlich einen verhältnismässig hohen Gehalt an Kohlensäure gehabt haben. Eine reichliche *Zostera*-Vegetation in der Bucht dürfte recht ansehnliche Mengen von Kohlensäure entwickelt haben und, da der Wasseraustausch zwischen Bucht und umgebendem Meer wenigstens zeitweise recht gering gewesen sein dürfte, so ist wohl die in der Bucht erzeugte Kohlensäure dort in einem gewissen Masse erhalten geblieben.

Der verhältnismässig hohe Gehalt an biogenen Partikeln > 2 mm (Probe IV: 19 %) rührt von Überresten der genannten *Lucina-Echinocardium*-Endobiose her. Diese Schalen sind im untersten Teile der Schicht am häufigsten. Ihre nach oben hin abnehmende Häufigkeit dürfte auf der während des Ablagerungsprozesses stetig fortschreitenden Verminderung der Wassertiefe und der davon veranlassten Verschlechterung der Lebensbedingungen der genannten Fauna beruhen. Andererseits ist es sehr wahrscheinlich, dass die Ablagerungsschnelligkeit der feinen Substanz der Grundmasse gleichzeitig zugenommen hat, wodurch der Eindruck von der abnehmenden Lebenskraft der Endofauna verstärkt wird.

Die fortschreitende Verschlammung der Bucht ging allmählich in eine andere Sedimentationsphase über, nämlich in die für Schicht D charakteristische Gyttja-Phase.[1] Der proximale Teil dieser Ablagerung — die »Zungenspitze« — dürfte am Wassersaum abgelagert sein, was mir der hohe Glimmergehalt der dort entnommenen Proben anzuzeigen scheint. Der im proximalen Teil der Gyttja-Anhäufung beobachtete laterale Übergang in den untersten Teil der Schicht E — der konkordant geschichteten Strandschicht — deutet auch die strandnahe Entstehung des proximalen Teiles der Gyttja an. Die distaleren, niedriger liegenden Teile sind dagegen in etwas tieferem Wasser abgelagert.

Durch das Entgegenkommen des Leiters der Kanalisierungsarbeiten an Malö Strömmar (s. S. 91) hatte ich 1941 Gelegenheit, in einen an beiden Enden mit Eisenspunden abgeriegelten und leergepumpten Sund (Björnsundet) hinunter zusteigen und den blossgelegten Meeresboden zu untersuchen; mehrere Ton- und Tongyttjaschichten waren dort durchschnitten. Die Tongyttjen, die sich vor

[1] Eine gleichartige Tongyttja-Schicht entsteht in unseren Tagen unter so gut wie identischen Verhältnissen in der unmittelbar NO liegenden Bucht Döviken oder Dyviken (vgl. Fig. 46); Döviken bedeutet wörtlich »die tote Bucht«, d. h. die ruhige Bucht, Dyviken »die Schlickbucht«.

dem Auspumpen des abgeriegelten Sundes direkt in der Strandlinie befunden hatten, liessen sich in trockenem Zustande sehr leicht aufblättern, wobei die Schichtenflächen von Glimmerschuppen bedeckt waren. Die Übereinstimmung mit der Probe aus der «Zungenspitze« der Otterö-Tongyttja war makroskopisch gesehen vollständig. Dagegen liessen sich Tongyttjen von Böden, die nur 3—4 m tiefer lagen, durchaus nicht auf gleiche Weise aufspalten, sondern kennzeichneten sich durch Muschelbruch; auch fanden sich bei weitem nicht so viele Glimmerschuppen wie in dem vorigen Falle eingelagert. Diese Tongyttjen ähnelten den Proben aus den distaleren Teilen der Otterö-Gyttja in hohem Grade.

Eine wichtige beitragende Ursache zur Bewahrung der Gyttjaschicht vor Abtragung ist ihre Überschüttung durch die grobdimensionielle Schicht E.

Der Ansicht Antevs', dass diese Strandgyttja — die er *clay* nennt —, »should be ascribed to the transgression-maximum in early postglacial time« (1917, S. 274), liegt nichts zugrunde. Eine pollenanalytische Datierung hat nämlich ergeben, dass sie (nach Angabe des Analytikers, Herrn Assistenten C. Larsson) ganz und gar subatlantisch ist (Fig. 60), was mit der nach der obigen Darstellung zu berechnenden Strandlage bei ihrer Entstehung übereinstimmt.

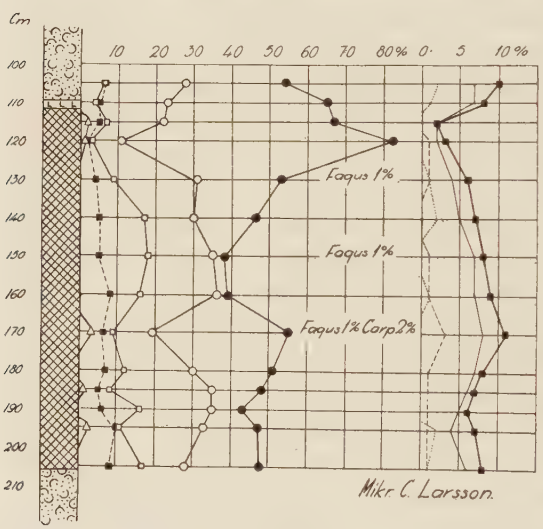


Fig. 60. Pollendiagram der Tongyttjaschicht von Otterö. Zeichenerklärung S. 327.

Halden hat die Tongyttjaschicht in einem Aufsatz »Märklig form av postglacial lermärgel« (1925) — Eine bemerkenswerte Form postglazialen Tonmergels — behandelt. Das Bemerkenswerte sei der hohe Karbonatgehalt (s. Anm. S. 130) und zwar sei er durch aus der grossen Schalenbank redeponierte *Mytilus*-Prismen veranlasst.

Ich kann die Auffassung Haldens über die Entstehung der fraglichen Ablagerung nicht teilen, und auch kaum seine Behauptung, dass die Tongyttja durch ihren *Mytilus*-Gehalt auffalle.

Nachdem Halden seine Ansicht, dass »die Schalenbänke im allgemeinen durch Rutsch und Wellenerosion entstehen« (op. cit., S. 122), ausgesprochen hat, sagt er über die Entstehung des fraglichen »Tonmergels« folgendes: »Er kann als ein Redepositionsprodukt einer höher liegenden Schalenkiesablagerung — eine 'mikrostruierte' Schalenbank — betrachtet werden«. Diese Äusserung könnte mit grösserem Recht von Schicht C gelten. M. E. dürfte zwar ein Teil der Konstituenten der Tongyttja-Ablagerung Redepositionsprodukte sein, aber doch kaum in dem Umfange, wie Halden meint. Verhielte es sich so, so hätten z. B. bedeutend mehr *Corallina*-Glieder, als nun der Fall ist, eingelagert werden müssen, da sie ja den Hauptbestandteil der »höher liegenden

Schalenkiesablagerung« bilden. (So »mikrostruiert«, dass sie dabei ganz aufgelöst wurden, können sie kaum sein; die in der Tongyttja beobachteten *Corallina*-Glieder erscheinen im allgemeinen kaum mehr korrodiert als die in der Schalenbank befindlichen Exemplare.)

Dass die *Corallina*-Glieder der Gyttja aus der Schalenbank redeponiert sind, ist unbezweifelbar. Wie es sich hierbei mit den zahlreich eingelagerten Kalkprismen aus der Hypostracumschicht von *Mytilus*-Schalen verhält, die das besondere Interesse HALDENS auf sich gezogen haben, kann nicht entschieden werden. M. E. stammen sie zum allergrössten Teil aus den *Mytilus*-Biozönosen, die zur Zeit der Tongyttja-Ablagerung an den Felsenstränden der Bucht lebten. Nach heutigen Verhältnissen an solchen Stellen bei Otterö, deren Beschaffenheit diesen Felsenstränden entspricht, zu schliessen, müsste *Mytilus* dort häufig gewesen sein. (Man kann sogar *Mytilus*-Kolonien auf Weichböden auf der O—Seite dieser Insel finden.)

Mit Rücksicht darauf, dass die *Mytilus*-Assoziation die produktivste aller der von GISLÉN unterschiedenen Assoziationen ist (49,5 kg/m², wovon 49,48 kg *Mytilus*; GISLÉN 1930, S. 114) und dass Schalen und Schalenteile von *Mytilus* leicht zu Nekrozönosen verschiedener Art verfrachtet werden können, versteht man, dass *Mytilus* auch in Ablagerungen des vorliegenden Typs vertreten sein kann. In der Tat sind *Mytilus*-Schalen und -Prismen normale Einlagerungen sowohl in Tongyttjen, wie auch in anderen schalenführenden Ablagerungen Nord-Bohusläns. Ich habe wenigstens dort keine einzige Ablagerung untersucht — supra- oder submarin gelegen —, die nicht *Mytilus*-Derivate irgend einer Art enthalten hat. Eingelagerte *Mytilus*-Prismen verleihen gewissen Tonablagerungen sogar einen bedeutend höheren Karbonatgehalt, als den von HALDEN in der von ihm untersuchten Probe festgestellten (z. B. Lok. Nr. 52 Trångkas B: etwa 35 Gewichtsprozent).

Auch wenn die Tongyttja von Otterö viel Interessantes bietet, sei betont, dass sie gegenüber übrigen ähnlichen Bildungen Nord-Bohusläns keine Sonderstellung einnimmt, sondern eine normale Ausformung der dortigen Strandgyttja-Ablagerungen darstellt.

Über Schalenanreicherung durch Auswaschung schalenführender Weichböden.

Schalenbänke. Die Frage, inwieweit Schalenbänke durch Auswaschung schalenführender Tone zustande gekommen sind, soll unten besprochen werden. Der unmittelbare Anlass dazu ist eine von SANDEGREN dargelegte Ansicht:

»Die Schalenkiesbänke sind also durch mechanische Anreicherung von Schalen entstanden, die dann eintrat, wenn schalenführende Tone durch die Landhebung auf solche Niveaus gebracht wurden, die von der in recht grosse Tiefen hinunter wirksamen Erosion der Brandung erreicht werden konnten. Der Ton wurde weggespült, um in grösserer Entfernung von dem der Erosion ausgesetzten Strande wieder zu Boden zu sinken, während die Schalen nebst gröberem Kies und Sand im Verlauf des Steigens des Landes allmählich nach unten geführt wurden, bis sie in der Form von Anhäufungsterrassen an solchen Stellen des Geländes liegen blieben, von denen eine weitere Abwärtsverfrachtung nicht mehr möglich war«. (1924, S. 162; vgl. 1931, S. 80.)

Unzweifelhaft sind in vielen Fällen aus Tonschichten herausgewaschene Schalen in Schalenbänke eingelagert worden, aber es ist ebenfalls offenbar,

dass wir oftmals nicht den geringsten Anlass zu der Vermutung haben, dass die Anreicherung auf diese Weise stattgefunden habe. So ist die Hauptmasse der aus Algen-Epibiontenschalen oder aus *Corallina*-Gliedern aufgebauten grossen Bänke mit Sicherheit nicht nach Auswaschung aus Tonen angereichert.

In der Absicht, den Gehalt an solchen Schalen zu ermitteln, die Zeichen einer vorhergehenden Deposition in Weichböden[1] aufweisen, oder die sonst aus solchen Schichten ausgewaschen sein müssen, habe ich 26 sowohl ältere wie jüngere Schalenablagerungen untersucht; sämtliche der von mir unterschiedenen Anhäufungstypen sind dabei vertreten.

Schalen von Weichböden-Endobionten sind aus Weichbodensedimenten ausgewaschen worden — davon ist auszugehen. Andere Formen, die man sich in erster Linie als aus Weichböden ausgewaschen vorstellen kann, sind teils direkt auf der Oberfläche von Weichböden lebende, teils in der Vegetation der Weichböden hausende Epibionten; die in Frage kommende Vegetation ist vor allem die der *Zostera*-Wiesen.

Ob Schalen der letztgenannten Formen in Weichböden eingelagert waren, lässt sich nur dann entscheiden, wenn sie dadurch ein besonderes Gepräge erhalten haben. Das ist auch der Fall: Schalen aus Weichbodensedimenten sind nämlich in der Regel schwarz geworden oder haben einen schwarzen Anlauf bekommen. Tritt ein Oxydationsmittel, z. B. H_2O_2 hinzu, so können schwärzliche Schalen von einem Rosthäutchen überzogen werden.

Die schwarze Farbe ist nach Kessel (1937, S. 293) durch komplexe schwerlösliche Eisenverbindungen[2] verursacht — vermutlich durch Polysulfide, die bei der chemischen Reaktion von Eisen, Schwefel und Teilen des Conchins entstanden sein dürften. Eisen findet sich in den Weichböden — oft als Schwefeleisen (daher ihre kennzeichnende Farbe und der Geruch), Schwefel bildet sich beim Verfaulen der Tierkörper. — In Tonen kann man in gewissen Fällen die verfaulten Weichteile von Mollusken als schwarze teerähnliche Klumpen beobachten, die an der Luft schnell oxydieren, wobei sie Rostfarbe annehmen. Die Schalen sind in solchen Fällen völlig dekalziniert.

Es ergab sich, dass der Gehalt an aus Weichböden herausgewaschenen Schalen in den 26 untersuchten Ablagerungen in hohem Grade wechselte. In gewissen Schalenanhäufungen gibt es überhaupt keine früher in Weichböden deponierten Schalen (z. B. Lok. Nr. 122 Dammarna); gewisse andere können dagegen viele aufweisen (siehe unten).

[1] Anstatt des Ausdrucks »Ton« — Ton ist ja ein geologisch streng umgrenzter Begriff — benutze ich hier »Weichboden«, was eine weitere Bedeutung hat. Ich begreife darunter alle für sog. Weichboden-Endobionten geeignete Sedimente ein.

[2] Die schwarze Farbe scheint besonders resistent gegen Auslaugung zu sein. In Anhäufungen mit grosser Porösität und guter Wasserzirkulation kann die Farbe ebensogut erhalten sein wie in dichteren Schichten.

Im allgemeinen findet sich die grösste Zahl herausgewaschener Schalen in Strandablagerungen, was auch recht natürlich ist. Ausgedehntere Weichböden liegen in der Regel nicht auf den Plateaus, sondern in den niedrigen Geländeabschnitten; nach Erhebung dieser Weichböden in Strandlage werden die bei strandnaher Abtragung freigelegten grösseren Schalen durch kräftigere progradative Bewegungen auf den Strand angereichert. (Die leichter mobilen Partikel des Weichbodens werden dagegen durch schwächere Kräfte davongeführt, einerseits seewärts durch regradative Bewegungen, u. a. Sogströme, und andererseits der Küste entlang durch Küstenströme.)

Beim Vergleich submarin abgesetzter Schalenanhäufungen verschiedenen Alters findet man, dass spätglaziale Schichten einen bedeutenden Gehalt an Schalen aus Weichböden haben können, während solche nur in geringem Ausmasse in postglazialen Schichten vorzukommen pflegen. Darin spiegelt sich wider, dass die Zusammensetzung dieser Gruppen von Bänken im grossen und ganzen ziemlich verschieden ist. Die ersteren enthalten in der Regel zum grossen Teil dickschalige Endobionten (*Mya truncata* f. *uddevallensis, Macoma calcarea* usw.), während die letzteren meist aus Epibiontenschalen aufgebaut sind.

Die geringere Bedeutung der endobiontischen Formen für den Aufbau der postglazialen Schalenbänke muss u. a. darauf beruhen, dass die Felsplateaus nicht in demselben Ausmass wie während des früheren Abschnittes von Feinsediment bedeckt waren, das den Endobionten edaphische Existenzbedingungen bot und das Auftreten von Epibionten verhinderte. Das Fehlen einer stärkeren Repräsentation der Algen-Epibionten in den spätglazialen Schalenbänken spricht ausserdem dafür, dass diese Sedimente in hohem Ausmasse bis zu ihrer Erhebung in die Nähe der Strandlage liegen blieben, und dass sie erst dann völlig weggeführt wurden, als sie unter die maximale Erosionskraft der Brandung gerieten. Es besteht kein Grund anzunehmen, dass die Plateaus niedrigerer Niveaus nicht ursprünglich auch von ähnlichen Sedimenten bedeckt waren; diese müssen aber grösstenteils abgetragen gewesen sein, bevor die Plateaus von jenen Epibionten kolonisiert werden konnten, deren resistente Gerüstteile in den zu solchen Biozönosen gehörenden Nekrozönosen deponiert sind. Wie früher (S. 64 f.) betont, können wir kaum damit rechnen, dass diese Epibiosen in grösserer Menge vor dem Heranwachsen einer üppigen Algenvegetation auf dem Plateau aufgetreten sind, d. h. bevor der Wasserstand über ihm höchstens 20—30 m war (S. 67). Wenn nun die auf niedrigeren Niveaus liegenden Plateaus vor diesem Prozesse, im Gegensatz zu den höher liegenden, zum allergrössten Teil von ihrem Sedimentmaterial befreit worden sind, so muss der Grund dazu sein, dass sie während beträchtlich längerer Zeit Abtragungskräften ausgesetzt waren[1]. Die Zeit reichte offenbar nicht dazu, dass die sehr mobilisierungskompetenten Kräfte des seichteren Wassers oberhalb der höher gelegenen Plateaus den ganzen Sediment-Mantel hätten wegführen können, bevor dieser seine Strandlage erreichte.

[1] Nach den Angaben auf S. 52 f. über die in grösseren Tiefen von Bohuslän gemessene Stromgeschwindigkeit zu urteilen, müssen bedeutende Abtragungskräfte in ansehnlich tieferen Niveaus als dem der Algenzone gewirkt haben.

Es lässt sich nun die Frage stellen, weshalb die Auswaschung der Sediment-Mäntel niedrigerer Plateaus nicht zur Entstehung von ähnlichen Schalenbänken oder Schalenbankhorizonten geführt hat, wie die der glazigenen Feinsedimente höherer Niveaus? Das Resultat dürfte ja nicht davon berührt werden, dass die Auswaschung in dem einen Falle schnell und mit grosser Kraft, in dem anderen während längerer Zeit und mit geringerer Kraft vor sich gegangen ist. Darauf wäre zu antworten, dass das Ergebnis gleichartig sein müsste, wenn der Schaleninhalt der Sedimente gleichartig war: das war aber nicht der Fall. Das eine Mal schloss das Sediment eine Seichtwasser-Fauna ein, das andere Mal Biozönosen tieferen Wassers. Bekanntlich sind die endobiontischen Molluskengemeinschaften der grösseren Tiefen auf eine andere Weise zusammengesetzt als die der seichteren Gebiete. Die Tabellen der Arbeit Molanders (1928) geben ein recht gutes Bild von der Arten-, Individuen- und Gewichtsfrequenz der Mollusken aus verschieden tief liegenden Weichböden des Gullmarfjord-Gebietes. Man findet dort, dass die Artenfrequenz in etwa 100 m Tiefe klein und die Artenzusammensetzung einförmig ist (*Melinna-tenuis*-Assoziation: 9 Arten). Schon bei 50 m Tiefe ist die Anzahl der Arten beträchtlich höher (*Brissopsis-chiajei*-Assoziation: 26 Arten). In den grösseren Tiefen sind ausserdem die Molluskenschalen sehr leicht und ziemlich fragil; als typische Vertreter seien genannt *Nucula tenuis*, *Thyasira flexuosa* und *Syndosmia nitida*. Die typischen Weichbodenformen des seichteren Wassers haben in der Regel eine ansehnlich grössere Schalenmasse, z. B. die Schalen der Gattungen *Cardium*, *Venus*, *Mya*, *Spisula*, *Astarte* und *Corbula*. Eine ganz besonders grosse Schalenmasse zeichnet mehrere der zu den glazialen Faunen gehörigen Endoformen aus, die sich speziell als Baumaterial für Schalenbänke eigneten, was sich keineswegs von den fragilen Formen mit sehr kleiner Schalenmasse sagen lässt. Ungeheure Sedimentmassen hätten ausgewaschen werden müssen, damit die aus ihnen stammenden Schalen dazu hingereicht hätten, eine mittelgrosse Schalenbank aufzubauen.

— Wie aus den oben zitierten Tabellen Molanders hervorgeht, ist das Produktionsvermögen der Endobiosen sehr gering — um ein Vielfaches geringer als das irgend einer beliebigen Epibiose des betreffenden Gebietes (vgl. Gislén 1930, S. 112). Wie sehr sich die Epibiosen dazu eignen, Material für Schalenbänke zu liefern, wird noch weiter dadurch unterstrichen, dass ihre Materialanlieferung verhältnismässig ununterbrochen vor sich geht.

Unten folgen einige Beispiele des Gehaltes an aus Weichböden herausgewaschenen Schalen einiger Schalenablagerungen.

Lok. Nr. 49 Alemarken (S. 179), ein spätglazialer Progradationskegel, zeigt bemerkenswert viele solcher Formen (graphische Darstellung Fig. 77). Die aus Weichböden herausgewaschenen Epibionten bestehen fast ausschliesslich aus Schalen von *Balanus balanus*. Diese Art hat offenbar auf freigespülten Teilen des Plateaus gelebt; nach dem Tode der Tiere wurden aber die Schalen in irgendeinen dort befindlichen Weichboden eingebettet, bevor sie endgültig in der Schalenbank deponiert wurden.

Der Prozentsatz der aus Weichböden herausgewaschenen Schalen in spätglazialen Anhäufungen ist jedoch bei weitem nicht immer so hoch wie in dem hier genannten Fall. Die in der Nähe von Alemarken und auf unbeträchtlich niedrigerem Niveau liegende Progradationsterrasse Nr. 47

Bräcka (S. 171) hat z. B. nur folgenden Gehalt an Weichboden-Formen (in Gewichtsprozent des totalen Schalengewichtes):

	Probe I	Probe II	Probe 3
Endobionten . . .	0,6	1,4	0
Epibionten . . .	0,3	0,4	0,7
	0,9	1,8	0,7

Ein weiteres Beispiel bietet die spätglaziale Progradationsterrasse Nr. 12 Askemyren (S. 192). (Die Frequenz der aus Weichböden stammenden Schalen ist in Fig. 84 graphisch dargestellt.) Der besonders heftige Verlauf der Reinwaschung des die Sedimente liefernden Plateaus, der durch die plötzliche Frequenzkulmination der minerogenen Phase in dem durch Probe III vertretenen Teil der Schichtenfolge hervortritt, hat sich, wie Fig. 84 zeigt, dadurch zu erkennen gegeben, dass gerade diese Probe eine maximale Häufigkeit von aus Weichböden herausgewaschenen Formen enthält.

Die Verteilung der herausgewaschenen Schalen in einer postglazialen Progradationsterrasse (Nr. 43 Prästängen II, S. 239), ist graphisch in Fig. 101 wiedergegeben. Die Kurven zeigen, dass die Auswaschung eine ziemlich kräftige Anreicherung solcher Schalen unmittelbar vor dem Beginn der Deposition der eigentlichen Schalenterrasse herbeigeführt hat. Die Epibionten dieses Falles, die vor allem Zeichen einer Einlagerung in Weichboden aufweisen, sind *Balanus balanus*, *Verruca strömia* und *Anomia aculeata*.

Fig. 91 gibt u. a. die Verteilung herausgewaschener Schalen in einem Delta wieder (Lok. Nr. 68 Treje, S. 211). Der hohe Gehalt der beiden untersten Proben an Endobionten rührt zum grössten Teil von autogenen Schalen her; der Gehalt an herausgewaschenen Endobionten im übrigen ist gleichmässig verteilt. Die herausgewaschenen Epibiontenschalen bestehen vor allem aus Seitenschalen von *Fjær*-Balaniden. Diese dürften zum grössten Teil auf der W-Seite der das Tal mit dem Delta umschliessenden Plateaus gelebt haben; nach dem Tode der Tiere sind die Schalen in den darunter liegenden Weichboden eingebettet worden, aus dem sie bei einer späteren Gelegenheit erodiert und weiterbefördert wurden, bis sie schliesslich im Delta deponiert wurden.

Der Anteil herausgewaschener Schalen an den biogenen Partikeln einiger Altstrände wird durch Fig. 89 und 99 veranschaulicht.

Fig. 89 bezieht sich auf die diesbezüglichen Verhältnisse der Lokalität Nr. 11 Kolbomon (S. 207). Es geht aus ihr hervor, dass der Prozentsatz der endobiontischen Schalen in den drei untersuchten Proben sehr konstant bleibt, dass aber der Totalgehalt an aus Weichböden herausgewaschenen Epi- und Hypobiontenschalen ziemlich stark schwankt. Die epibiontischen Schalen bestehen zum grossen Teil aus *Balanus balanus*, die hypobionti-

schen aus *Saxicava arctica*. Fig. 99 gibt die Frequenz der aus Weichböden stammenden Partikel in einigen Proben von der Lokalität Nr. 19 Dalarna (S. 235) wieder. Der oberste, aus gröberen Partikeln bestehende, wallförmige Teil dieser Ablagerung enthielt etwa 1,5 m unter dem Scheitel des Walles reichliche Schalen von *Balanus balanus*, die deutliche Zeichen einer früheren Einlagerung in Weichboden tragen. Von sämtlichen Schalen der Fraktion > 2 mm in einer Probe von dort waren nicht weniger als 48,5 Gewichtsprozent schwarzgefärbt.

Obige Beispiele haben zum Teil gezeigt, dass die Anzahl der in den Schalenbänken nach der Auswaschung aus Weichböden deponierten Schalen recht erheblich sein kann; meistens ist die Frequenz solcher Formen aber gering. Die Befürchtung SANDEGRENS (1924, S. 165), dass »invertierte« Schalenbänke dadurch entstehen können, dass die obersten, d. h. jüngsten Schaleneinschlüsse der Weichböden nach der Redeposition zu unterst in der Schalenbank zu liegen kämen, während die untersten Einschlüsse der Weichböden die oberste Schicht der Schalenbank bilden würden, ist also nur in ganz wenigen Fällen befugt. Nichtsdestotrotz hat man allen Grund, besonders beim Studium der Einwanderungsabfolge der Arten, auf die aus Weichböden abgetragenen Schalen zu achten.

Tonmergel. Die Entstehung von Schalen-Tonmergeln innerhalb des Untersuchungsgebietes steht sicher in vielen Fällen in Zusammenhang mit Auswaschungsprozessen. Dabei dürften leichter mobilisierbare Partikel aus schalenhaltigen Weichböden aufgewirbelt und weggeführt worden sein, während schwerere Schalen am Platze angereichert wurden. Eine solche Anreicherung setzt natürlich voraus, dass die Lokalität nicht so exponiert liegt, dass auch sie weggespült werden. Man findet solche Mergel deshalb an Plätzen, die gegen Brandungsbewegungen verhältnismässig geschützt waren.

Die Lokalität Nr. 140 Änghagen A beleuchtet einen solchen Fall sehr gut. Sie befindet sich in einem SW–NO-Tal etwa 100 m NO von dessen Passgebiet. In der Schichtenfolge (Fig. 61) liegt zu unterst schalenhaltiger Blauschlick darüber eine Schicht, die zu 73 Gewichtsprozent aus Schalen von *Balanus balanus* besteht (Mollusken 4 %). Eine stärkere Strömung scheint bei der Entstehung dieser Schicht geherrscht zu haben, wodurch eine ebenso ausgedehnte Tonsedimentation wie vorher verhindert wurde; andererseits wurde durch die lebhaftere Wasserzirkulation die Entstehung einer gut entwickelten, reichen Balanidengemeinschaft an den Wänden des engen Altsundes und auf den am Grunde liegenden leeren Balanidenschalen begünstigt (letzteres Ansatz zu Riffbildung). Die oberste Schicht der Ablagerung ist zu unterst stark tonhaltig. Ihr Schalengehalt nimmt nach oben zu ab (von 42 auf 6 Gewichtsprozent). Sie ist von Schalenmergel mit 61 % Schalengehalt überlagert (Probe I).

Die Entstehung einer Tonschicht oberhalb der Balaniden-Schalenschicht kann teils mit dem Wiedereintritt günstiger Sedimentationsbedingungen für leicht mobile Partikel am Ablagerungsplatz, und teils mit der ansteigenden Zufuhr solcher Partikel in Zusammenhang stehen. Jedenfalls — die Trübung des Wassers am Ablagerungsplatz hat sicher stark zu dem Abebben der Vitalität der Balanidengemeinschaft beigetragen. Die von der immer mehr zunehmenden Verschlämmung des Ablagerungsplatzes — die vor allem nach dem Aufsteigen des Passgebietes über die Meeresfläche kräftig fortgeschritten sein muss — hervorgerufenen, ungünstigeren Existenzbedingungen erklären weiterhin die nach oben zu sich verringernde Schalenfrequenz der oberen Tonschicht. In Abrasionslage gehoben, wurden leicht mobilisierbare Partikel abgetragen und schwer mobilisierbare autochthon angereichert. Der dadurch entstandene Schalen-Tonmergel kennzeichnet sich vor allem durch das reichliche Vorkommen von Schalen von *Mytilus edulis*.

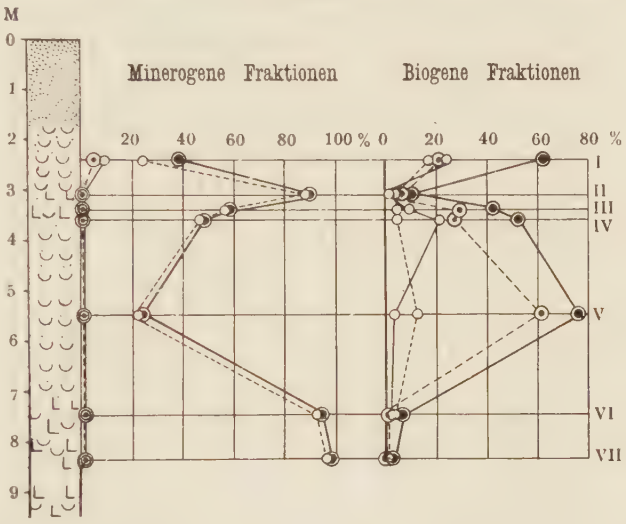


Fig. 61. Schichtenfolge mit Tonmergel; Lok. Nr. 140 Änghagen A. Erläuterung im Text. Zeichenerklärung S. 327.

In der hier behandelten Ablagerung findet sich also nur ein Schalen-Mergelhorizont — der oberste Teil der Schichtenfolge. Zwei oder mehrere, in schalenhaltige Tone eingelagerte Mergelhorizonte sind aber auch zu beobachten, z. B. an den Lokalitäten Nr. 77 Hof Varebacka und Nr. 104 Tungene. Der Verlauf war in diesem Fall, dass die Aggradation von Feinkornsedimenten mehrere Male von Perioden mit Detraktion solcher Sedimente unterbrochen wurde. Die Detraktionsperioden dürften, mit Ausnahme der letzten, in Abrasionslage eingetroffenen, submarin verlaufen sein, veranlasst vor allem durch Schwankungen der erosiven Kraft der Wasserbewegungen. Dagegen spiegelt eine solche Wechselschichtung kaum z. B. Niveau-Oszillationen wider.

C. Über die Bestimmung des Alters schalenführender Ablagerungen.

Schon aus der obigen Darstellung dürfte hervorgegangen sein, dass die Datierung schalenführender Schichten viele Schwierigkeiten und Unsicherheiten in sich schliesst.

Früher hat man besonders zwei Tatsachen zum Ausgangspunkt der Bestimmung des Alters der Schalenablagerungen, vor allem des der Schalenbänke, nehmen wollen, nämlich ihre Höhe ü. d. M. und ihre faunistische Zusammensetzung. DE GEER und ANTEVS legten ausserdem besonderes Gewicht auf gewisse mit den Schalenbänken assoziierte »clay layers«, die sie als Indikatoren von Transgressionsmaxima betrachten wollten (S. 316).

Das Altersverhältnis zwischen verschiedenen Schalenanhäufungen auch nur eines ziemlich eng begrenzten Gebietes ist nicht mit Sicherheit aus ihrer resp. Höhe ü. d. M. abzulesen, soweit nicht zwei Bedingungen erfüllt sind, nämlich erstens, dass der Verlauf der Strandverschiebung der betreffenden Gegend während der ganzen Zeit, auf die sich die Datierung bezieht, negativ war, und zweitens, dass die fraglichen Schalenablagerungen wirklich in Strandlage (oder auf dem gleichen Niveau im Verhältnis zur Meeresoberfläche der Entstehungszeit) abgesetzt worden sind. (Der Verlauf der Strandverschiebung muss hierbei natürlich aus anderen Daten errechnet sein, als aus den an gewissen faunistischen und strukturellen Zügen der Schalenbänke selbst gewonnenen; sonst hätten wir ja einen Zirkelschluss vor uns; ausserdem eignen sich, wie früher hervorgehoben, die Schalenbänke kaum dazu, eingetroffene Niveauveränderungen zu beleuchten.) Was die zweite Voraussetzung angeht, so sind, wie schon dargestellt, die Schalenbänke in der Regel nicht in Strandlage entstanden; dass ferner submarine Schalenanreicherung auf keinem allgemeinen, eng umgrenzten Entstehungsniveau stattfindet, ist dazu aus derselben Darlegung verständlich.

Diese Voraussetzungen sind nicht immer hinreichend beachtet worden. So ist z. B. die submarine Entstehung vieler Schalenbänke oft übersehen worden. Soweit man die Meereshöhe bei der Entstehung submariner Schichten gesucht hat, geschah das entweder auf Grund der allgemeinen vertikalen Verbreitung der in ihnen enthaltenen Arten, oder man hat sich weniger differenzierter Arbeitsweisen bedient: so rechnete z. B. BRÖGGER

damit, dass die zu den Schalenbänken gehörende Strandlage etwa 10 m über dem Niveau der betr. Schalenbank zu suchen sei.

Eine recht oft benutzte Methode zum Altersvergleich der Schalenbänke ist, die Höhe der Ablagerungen ü. d. M. in ein prozentuelles Verhältnis zur Höhe eines Referenzniveaus (SANDEGREN 1931) oder zum »Steigen des Landes« (BRÖGGER u. a.) zu stellen. Die Brauchbarkeit dieser Methode ist von dem soeben angeführten hinsichtlich des Niveauveränderungsverlaufs und des Entstehungsniveaus der Ablagerungen im Verhältnis zum Meeresspiegel abhängig.[1] Ferner muss noch eine weitere Bedingung aufgestellt werden, dass nämlich das Referenzniveau isochronisch sein soll. Das bedeutet also eine gewisse Einschränkung der Anwendbarkeit u. a. der höchsten Meeresgrenze als Referenzniveau, da diese ja metachronisch ist. SANDEGREN sagt hierzu: »Man kann deshalb die Prozentwerte der höchsten Meeresgrenze nicht zu chronologischen Parallelisierungen über grössere Abstände hin benutzen, sondern nur in ziemlich begrenzten Gebieten« (op. cit. S. 129).[2]

Ausser der Höhe der Ablagerungen ü. d. M. wurde, wie erwähnt, bei dem Altersansatze vor allem ihre faunistische Zusammensetzung beachtet. Die thermale Konstitution der Fauna gäbe die mit Hilfe anderer Gründe datierte, während des Anhäufungsprozesses herrschende Klimaperiode an. Um Anhalte für die Datierung zu gewinnen, wurde nicht selten ein nicht geringes Gewicht auf die als thermisch bedingt betrachtete Varietätenausformung der Arten gelegt.

Die thermale Zusammensetzung der subfossilen Faunen hatte schon von Beginn ihres Studiums grosses Interesse auf sich gelenkt. In der Zeit zunächst nach dem Durchbruch der Vereisungstheorie im Norden in den 1850-er und 60-er Jahren betrachtete man die Veränderung des Klimas vom Ende der Eiszeit bis zur Gegenwart hin als eine fortschreitende Verbesserung. Man stützte sich dabei zu nicht geringem Teile auf die grundlegenden Untersuchungen von SARS über die subfossile Vertretung mariner Schalenformen in Norwegen (vgl. S. 9).

SARS' Entdeckung von ein paar lusitanischen Arten in einigen post-

[1] BRÖGGER rechnete, wie gesagt, mit einem allgemeinen Entstehungsniveau der Schalenbänke in 10 m Tiefe. SANDEGREN hat dagegen, mit Rücksicht darauf, dass jedes solche »Niveau« fiktiv ist, unterlassen, die Strandlage der untersuchten Schalenbänke zu berechnen. (Bei seinen Erörterungen über die Einwanderungsfolge der Mollusken in das Göteborger Gebiet nimmt SANDEGREN deshalb nur Rücksicht auf den höchsten Fundort jeder Art, dessen Höhe »ein Minimum des Landhebungsstadiums, bei dem die betr. Art eingewandert ist«, sein soll [1931, S. 128].)

[2] Es lässt sich natürlich darüber diskutieren, was »ziemlich begrenzte Gebiete« umfassen, in denen eine solche Parallelisierung erlaubt ist. SANDEGRENS Vergleichsgebiet bei der Untersuchung der subfossilen Schalenfauna der Göteborger Gegend ist recht gering; doch findet sich eine Differenz hinsichtlich der Höhe der höchsten Meeresgrenze bei den untersuchten Ablagerungen von etwa 30 m (SANDEGREN 1924, Tafel 3).

glazialen Schalenablagerungen (*Tapes decussatus* und *Pholas candida*) liess ihn aber — was auf den ersten Blick auffällig erscheinen mag — kein postglaziales Klimaoptimum ansetzen. Bei näherem Zusehen dürfte es jedoch deutlich werden, dass SARS keinen zwingenden Anlass zu solchen Schlüssen hatte. Während der Zeit seiner Untersuchungen war nämlich das Interesse der nordischen Geologen auf die damals ziemlich neue Theorie einer allgemeinen Vereisung des Nordens gerichtet, welche in Norwegen von SARS' wissenschaftlichem Mitarbeiter TH. KJERULF verfochten wurde. Es galt, diese Theorie so vollständig und allseitig wie möglich zu beweisen. SARS' Aufmerksamkeit galt von vornherein den Spuren glazialer Faunen, die zeigten, dass das für die Vereisung notwendige arktische Klima geherrscht hatte; er verfolgte dann weiterhin die Entwicklung der Eismeerfauna die Zeiten herab und meinte dabei eine allmähliche Abnahme der Zahl der Eismeerformen bis auf die Gegenwart feststellen zu können. Daraus zog er den Schluss, dass dies eine Folge der stufenweisen und fortschreitenden Verbesserung des Klimas sei. Unter den angedeuteten Verhältnissen darf es uns nicht wundern, dass SARS das Klima der von dem postglazialen Klimaoptimum gekennzeichneten Periode auf folgende Weise beschreibt: »... [es] deutet alles darauf hin, dass das Klima unseres Vaterlandes in dieser Zeit von dem jetzigen nicht besonders verschieden oder jedenfalls nur unbeträchtlich kälter war« (1865, S. 126).

Ein weiterer Grund, weshalb SARS wenig Anlass hatte, an Hand des zufälligen Vorkommens von ein paar südlichen Arten an der Südküste Norwegens in postglazialer Zeit anzunehmen, dass dieses Auftreten thermisch bedingt war, bestand in seiner Hypothese, dass diese Arten besondere Verbreitungsmöglichkeiten von ihrem mittelmeerischen Hauptgebiet aus durch eine Meeresverbindung O der Alpen gehabt hätten. SARS hatte früher nachzuweisen gesucht, dass ein gegenseitiger Faunenaustausch zwischen nördlichen Meeren und dem Mittelmeer stattgefunden habe (vgl. 1853, S. 395, 1860, S. 66 und 1865, S. 54).

SARS scheint in diesem Fall den Gedanken verfolgt zu haben, dass die Verbreitung gewisser Arten auf ein Hauptgebiet konzentriert ist (»wo sie am zahlreichsten und am lebenskräftigsten sind« [1865, S. 127]), aber dass ausserhalb davon Zerstreuungsgebiete bestehen können, in denen sich diese Arten aber nicht fortpflanzen können. Als die Verbindung zwischen dem Hauptverbreitungsgebiet (dem Mittelmeer) und dem Zerstreuungsgebiete (den südnorwegischen Küstengewässern) abriss (durch das Steigen der Alpen [1853, S. 395]), hörten die Existenzbedingungen in letzterem Gebiete auf, weshalb die betr. Arten aus der nordischen Fauna verschwanden.

Auch die Funde von *Scrobicularia piperata* in postglazialen Schichten bei Trondheim veranlassten SARS nicht zur Annahme eines Klimaoptimums während ihres dortigen Vorkommens, obwohl die heutige N-Grenze dieser Art nach SARS' eigener Aussage bei Florön (1863, S. 265) liegt, d. h. na-

hezu zwei Breitengrade S von Trondheim. Statt dessen blieb es den Botanikern vorbehalten (ARESCHOUG, NATHORST, BLYTT u. a.), auf Grund eines grösseren Beobachtungsmateriales die Ansicht auszusprechen, dass das nordische Klima in postglazialer Zeit einmal milder als heute gewesen ist.

Erst nach der Veröffentlichung dieser Tatsachen machten andere Forscher (J. PETERSEN, G. DE GEER, W. BRÖGGER[1] u. a.) geltend, dass das Auftreten der genannten Arten thermisch bedingt wäre.

Seitdem hat man geglaubt, eine immer grössere Parallelität zwischen der Veränderung des Klimas während des Quartärs, die man aus anderen Gründen immer besser verstehen lernte, und der thermalen Entwicklung der schalentragenden marinen Fauna feststellen zu können; entscheidende Beweise für eine völlige Parallelität der hydro- und der aerothermalen Entwicklung sind aber nicht geliefert worden. Auch ist nicht gültig belegt, dass, wie angenommen, die Einwanderung der temporär zur nordischen Fauna gehörigen lusitanischen Arten während des aerothermalen Optimums stattfand. Sehr wahrscheinlich kann freilich eine Ablagerung mit diesen Formen, wie oft behauptet, während der sog. postglazialen Wärmezeit entstanden sein; einwandfrei festgestellt ist es aber nie. Die Einverleibung dieser Formen in die nordische Fauna schon beträchtlich vor dem aerothermalen Optimum (vgl. S. 290) spricht eher dagegen, dass Ablagerungen mit besonders wärmefordernden Arten unbedingt der Zeit des postglazialen Klimaoptimums angehören. Man hat also kaum Grund, allzu hohe Wechsel auf die Wahrscheinlichkeit zu ziehen, dass die Einwanderungszeit gewisser schalentragender mariner Organismen mit dem Aufkommen eines Klimas zusammenhänge, das auf den Breitengraden der heutigen grössten Frequenz der betr. Arten herrscht. Die Unterlassung SARS', auf Grund des temporären Vorkommens einiger weniger südlicher Arten ein Klimaoptimum anzunehmen, zeugt nicht von Urteilslosigkeit, sondern zeigt eher den weiten Gesichtskreis des grossen Zoologen.

[1] Aus BRÖGGERS Übersicht über die allgemeine thermale Zusammensetzung der Fauna der von ihm unterschiedenen Abteilungen der marinen Quartärablagerungen um Oslo (1900, S. 650) kann man die gegenseitige Verschiebung der arktischen, borealen und lusitanischen Gruppen herauslesen, die in Richtung auf die von ihm als jünger betrachteten Schichten vor sich gegangen ist. Die arktischen Elemente nehmen fortschreitend auf die Gegenwart hin ab, die borealen sollen ein Frequenzminimum und die lusitanischen ein Maximum in der Zeit der unteren Tapesbänke erreichen. Es lässt sich errechnen, dass das Minimum der borealen Arten durchaus nicht markant ist; es macht 44 % der vertretenen Arten aus, während die nächsten älteren und jüngeren Abteilungen 43 bzw. 44 % aufweisen. Das Maximum der lusitanischen Arten tritt auch nicht besonders hervor; es ist 45 %, mit 43 bzw. 44 % in den zunächst liegenden älteren und jüngeren Schichten. Solche Daten dürften ohne die konstatierten Grenzverschiebungen der Pflanzenwelt der Annahme eines postglazialen Klimaoptimums nicht zu Grunde gelegt werden.

Es unterliegt keinem Zweifel, dass günstige Thermalverhältnisse die Einwanderung gerade dieser Formen veranlasst haben (vgl. S. 287); die Einwanderung anderer Formen ist aber nicht thermisch bedingt.

Als Beweis dafür, dass eine Art erst lange, nachdem die dortigen Thermalverhältnisse für die betr. Art akzeptabel geworden sind, in eine Küstenzone einwandern kann, sei *Mya arenaria* genannt. Der Grund ihres späten Auftretens nicht nur an den skandinavischen, sondern überhaupt an den europäischen Küsten scheinen ungünstige Verbreitungsverhältnisse gewesen zu sein. Sie soll nämlich von der nordamerikanischen Atlantik-Küste eingewandert sein (Ekman 1935, S. 155).

Ein Beispiel für das Verschwinden einer Art von einer Küste, ohne dass die thermalen Verhältnisse dort sich so verschlechtert hätten, dass das minimale Temperaturbedürfnis dieser Art unterschritten worden wäre, bietet uns *Ostrea edulis*. Diese Art bildet die Hauptmasse einer sehr grossen Anzahl jüngerer, postglazialer Schalenbänke und wurde in grossen Mengen in Bohuslän gefangen, begann aber vor etwa 40—50 Jahren an Zahl abzunehmen und ist heute, praktisch gerechnet, völlig verschwunden. Antevs gibt an (1928, S. 509), dass er 1919 im Strömsund lebende *Ostrea* gefunden habe. In der Gegend von Grebbestad sind ab und zu einzelne Exemplare beobachtet worden; z. B. fing ein Fischer 1941 zwei Individuen. Nach seiner Auskunft mir gegenüber gehörten sie der alten bohuslänischen Rasse an; man könnte sich sonst denken, dass sie der Limfjord-Rasse entstammten. Sie würden in diesem Fall durch irgend ein Versehen aus einer Limfjord-Austernkultur im mittleren Bohuslän herausgekommen sein. — In Fischereikreisen will man das umfassende Austernsterben, das nicht nur die skandinavischen Bestände betroffen hat, sondern auch die übrigen europäischen Küsten (es hat der lebhaften bretonischen Austernfischerei spürbaren Abbruch getan), u. a. auf eine Austernpest epidemischen Charakters zurückführen.

Da es prinzipiell unrichtig ist, subfossile Schalenablagerungen zum nicht geringen Teil von der Zusammensetzung der in ihnen enthaltenen Schalenfaunen aus zu datieren, zumal da es sich nicht mit Sicherheit entscheiden lässt, ob auf Veränderungen des aerothermalen Zustandes synchronische und ähnliche Veränderungen des hydrothermalen Zustandes folgen, die dann ihrerseits Veränderungen der Schalenfauna nach sich ziehen, oder ob überhaupt die Hydrothermik eine so entscheidende Rolle *vor* anderen Faktoren (vor allem Verbreitungsfaktoren und salischen) für die Entwicklung der schalentragenden Fauna spielt, wie man im allgemeinen annimmt, müssen andere Datierungsmethoden ausgearbeitet werden.

Das oben angeführte bezieht sich auf Versuche genauerer Altersbestimmungen. Eine grobe Datierung schalenführender Schichten an Hand der allgemeinen Zusammensetzung der in ihnen enthaltenen Schalenmasse lässt sich aber ausführen. So braucht man im allgemeinen keine Fehlschlüsse über den spätglazialen oder postglazialen Charakter der Ablagerungen zu befürchten.

Als Beispiele der früheren Versuche eines genaueren Altersansatzes von Schalenablagerungen sowie ihrer gegenseitigen chronologischen Parallelisierung seien folgende angeführt.

Antevs hat die von ihm untersuchten Ablagerungen nach der Zusammensetzung der Schalenfauna in drei Hauptgruppen datiert (1928): spätglaziale, Übergangs- und postglaziale Schichten; die Übergangsbildungen sollen aus der Ancylus-Zeit herrühren. Auf Grund der Proportionsverschiebungen zwischen *d*- und *s*-Formen (S. 314 f.) wollte er ferner erschliessen, ob sie aus Transgressions- oder Regressionsperioden innerhalb der spätglazialen, der Ancylus- oder der postglazialen Zeit stammten. — Die Unzuverlässigkeit dieser Methode geht daraus hervor, dass der Niveauveränderungsverlauf des Untersuchungsgebietes wenigstens zum grossen Teil sich auf aus Schalenablagerungen gewonnenen Daten gründet (vgl. S. 142), ausserdem daraus, dass die Niveauveränderung während der Entstehung der zu datierenden Ablagerung sich nicht in dem Ausmasse, wie es sich Antevs vorstellte, an faunistischen und strukturellen Zügen der betr. Ablagerung ablesen lässt (vgl. S. 312 f.) und schliesslich, dass der Altersansatz der drei genannten faunistischen Gruppen (besonders der »Übergangsgruppe«) nicht einwandfrei bestätigt ist.

Hier sei auch hinzugefügt, dass biologische Gründe entschieden gegen jeden Versuch des Entwurfs »biometrischer Tabellen« (Öyen 1910 B, S. 6 f.) sprechen, die eine Normalfrequenz und eine Normalgrösse schalentragender mariner Organismen während verschiedener Perioden des Quartärs angeben sollten, wenn damit beabsichtigt wäre, eine Art biometrisch-chronologisches Schema zu gewinnen, auf welches das Alter jeder anderen Schalenablagerung mit bekannter biometrischer Zusammensetzung bezogen werden könnte. Zugleich sei betont, dass es biologisch unhaltbar ist, eine gewisse Übereinstimmung der Artkonstellationen oder des Vorkommens mehr oder weniger typischer Arten und Varietäten einer Altersgleichsetzung subfossiler Faunen zu Grunde zu legen.

Öyen hat sehr kühne Konnektionen subfossiler Schalenfaunen auf Grund der Grössenübereinstimmung gewisser ihrer Arten vorgenommen; sein Jünger A. Hoel dürfte ihn aber hierin noch übertreffen. Hoel betrachtet z. B. eine gewisse Grössenübereinstimmung von Schalen von *Saxicava pholadis* als »entscheidenden Beweis« (1906, S. 10) dafür, dass eine subfossile Schalenablagerung auf 65 ½° n. Br., die ausser *Saxicava* nur *Balanus crenatus* und *Pomatoceros tricuspis* enthält, gleichaltrig mit einer spätglazialen Ablagerung bei Oslo (auf kaum 60° n. Br.) sei. Obendrein sitzen diese Schalen in kleinen Löchern einer Felswand, die den Schalentieren nicht mehr als bis zu einer gewissen Grösse zu wachsen erlaubten; *Saxicava* ist nämlich nicht, wie u. a. Hoel glaubt, eine Bohrmuschel, die sich selbst ihre Wohnhöhle ausbohrt und erweitert, sondern ein Hypobiont, der nur schon vorhandene Höhlungen in Besitz nehmen kann.

Wenn zoologisches Material auf diese Art zu geologischen Schlüssen dienen muss, so hat man damit jegliche, durch biologische Tatsachen gebotene Sicherheit weit hinter sich gelassen. Es gibt nicht den geringsten Beweis dafür, dass die von Sars einmal aufgewiesenen Schalenvariationen (s. S. 9) regional-isochronische, durch gleichzeitig auftretende und regional identische Existenzbedingungen verursachte Erscheinungen wären.

Von der besonders bei den Nachfolgern Böggers üblichen Vorstellung ausgehend, die jedoch von Danielsen nicht uneingeschränkt akzeptiert wird, nämlich dass übereinstimmende Proportionen der thermalen Zusammensetzung der subfossilen Schalenfaunen gleiche Entstehungszeit voraussetzten, zog Kolderup (1907) einige Folgerungen über die Niveauveränderungen des Bergener Gebietes im Verhältnis zu denen des Osloer Gebietes, und zwar derart: Nachdem die faunistische Zusammensetzung einer Ablagerung festgestellt war, suchte er die Strandlage auf Grund der wahrscheinlichsten bathymetrischen Bedürfnisse der

beobachteten Faunaelemente zu bestimmen. So erhielt er ein Mass für die Steigung des Landes während der Ablagerung, das sich in Prozenten ausdrücken liess. Die damaligen thermalen Verhältnisse, die er aus den Artenkonstellationen unter Berücksichtigung der Varietätenausformung herauslas, konnten direkt mit entsprechenden Daten des Osloer Gebiets verglichen werden. Auf diese Art glaubte KOLDERUP das Ausmass der »Steigungen« in beiden Feldern zu gleichen Zeitpunkten in Parallele setzen zu können, d. h. feststellen zu können, ob das Bergener Gebiet schneller als das um Oslo gestiegen oder ob es zurückgeblieben sei.[1]

Wenn sich die älteren Versuche einer genaueren Datierung schalenführender Ablagerungen grossenteils auf Wahrscheinlichkeitsberechnungen stützen, so ist das doch nicht zum wenigsten eine Folge davon, dass keine anderen Datierungsmöglichkeiten zur Verfügung standen. Nach der Ausarbeitung des Pollenanalysenverfahrens ist uns doch eine Methode der Altersbestimmung an die Hand gegeben, die bei der eigentlichen Datierung nicht mit der Fauna der Schalenschichten zu rechnen braucht.[2] Die Anwendung dieser Methode auf die Schalenschichten bedeutet also, dass sie nach den gleichen Zeugnissen wie die supramarinen Schichtenfolgen, in denen sich die quartären Klima-Veränderungen widerspiegeln, datiert werden. So werden also faunistische Veränderungen und der daraus erschlossene Zustand des Meereswassers — in erster Linie seine Temperatur — unmittelbar mit den Veränderungen der Landflora und der durch sie bezeugten aerothermalen Entwicklung verglichen.

[1] Nicht nur KOLDERUP, sondern auch DANIELSEN, REKSTAD und viele andere norwegische Geologen haben diese Methode benutzt. Sowohl KOLDERUP wie DANIELSEN legen aber selbst die Schwierigkeiten dar, mit dem Osloer Gebiet kongruente Artenlisten zu erhalten; gewisse Arten müssten früher in W- und SW-Norwegen als in das Osloer Gebiet eingewandert sein. (DANIELSEN hat auch auf die Möglichkeit der Redeposition und auf das Vorkommen lokaler Reliktfaunen aufmerksam gemacht; die Talvereisung, mit der nach der Meinung vieler norwegischen Geologen die Eiszeit in Norwegen endete, sei die Ursache gewesen, dass gewisse Eismeerarten sich in den Fjorden halten konnten, während gleichzeitig eine Einwanderung gewisser nicht-glazialer Formen stattgefunden haben könne [1909, S. 53]).

[2] Herr Prof. H. PETTERSSON betonte gesprächsweise, dass schalenführende Schichten durch eine Bestimmung des Verhältnisses von Radium und Kalzium in den in ihnen enthaltenen Schalen datiert werden könnten. Radium wird nämlich aus dem Meereswasser extrahiert und als Radiumkarbonat in den Schalen eingelagert (vgl. FÖYN u. a. 1939). Kennt man also das Verhältnis Ra/Ca in den Schalen lebender Tiere und die Zerfallsgeschwindigkeit des Radiums (eine Quantität Ra vermindert sich in 1580 Jahren um die Hälfte), so hätte man eine Möglichkeit zur Altersbestimmung subfossiler Schalen.

Es hat sich gezeigt, dass das Radium-Absorptionsvermögen der Arten verschieden gross ist. Sollte die angegebene Datierungsmethode anwendbar und zuverlässig sein, so scheint es das richtigste, sie schon von Anfang an zu standardisieren, so dass zur Datierung immer Schalen der gleichen Art analysiert werden — das muss also eine in Schalenablagerungen überhaupt allgemein vorkommende Art sein. M. E. wäre *Mytilus edulis* als Standardart zu wählen, da sie, u. a. nach ihrer subfossilen Repräsentation in Nord-Bohuslän zu schliessen, allgemein in nacheiszeitlichen Schalenanhäufungen aller Alter vorhanden ist.

Es gibt jedoch Fälle, in denen faunistische Daten zur Altersbestimmung schalenführender Deposita notwendig sind. Ich meine hier die Ablagerungen mit *Balanus hameri* in gewissen Abschnitten der schwedischen Westküste. ODHNER hat mit geschickter Benutzung biologischer und hydrographischer Tatsachen gezeigt, wie man solche Schichten datieren kann. Er hat besonders die Entstehungsbedingungen der Fauna der Bänke von Uddevalla studiert und dabei die fundamentale Bedeutung der Reaktionsströme für die Entstehung der dort besonders kräftig entwickelten *Balanus hameri*-Gemeinschaft hervorgehoben. Die Bedingungen für das Aufkommen eines starken, salz- und nahrungsreichen Reaktionsstromes, d. h. eines mächtigen Ausstromes von Oberflächenwasser, fand ODHNER während jener Zeit verwirklicht, als das Wasser des Väner-Fjärds dem Westmeer zum grossen Teil durch einen Sund zwischen Vänersborg und Uddevalla zugeführt wurde (1927, S. 79). Als das Passgebiet dieses Sundes zur Meeresfläche emporstieg (dieses Ereignis lässt sich aus der dortigen Strandverschiebungskurve berechnen), starb die Biozönose aus und die Schalenaggradation hörte auf (vgl. ODHNER 1930, S. 508 f.).

Das Alter der auf S. 320 erwähnten halländischen Vorkommen schalenführender Ablagerungen mit *Balanus hameri* scheint mir durch die Datierung der Reaktionsströme erzeugenden Abflüsse des Baltischen Eissees bestimmbar zu sein.

Die waldgeschichtliche Entwicklung Nord-Bohusläns war bisher nicht genauer bekant. Der Staatsgeologe Dr. SANDEGREN hat jedoch dieser Frage grosses Interesse entgegengebracht, aber die Ergebnisse seiner Untersuchung sind noch nicht veröffentlicht; er hat mich jedoch mit ausserordentlicher Zuvorkommenheit Einblick in seine Untersuchungsergebnisse nehmen lassen und mir das Alter einer Anzahl durch Pollenanalyse datierter Isolierungsniveaus mitgeteilt, wonach Strandverschiebungskurven für verschiedene Teile von Bohuslän entworfen werden konnten. In Fig. 62

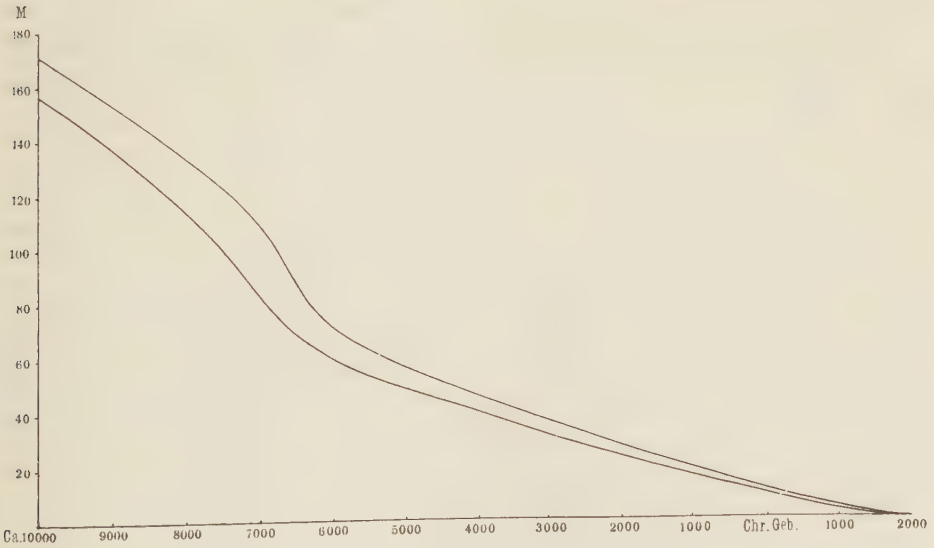


Fig. 62. Strandverschiebungskurven. Die obere (I) über den N-Teil, die untere (II) über den S-Teil des Untersuchungsgebietes. Erläuterung im Text.

gebe ich die Kurven für den N- und den S-Teil meines Untersuchungsgebietes (die Gegenden von Strömstad bzw. Fjällbacka) wieder.

Strandverschiebungskurven sind von ausserordentlicher Bedeutung für die Datierung schalenführender Schichten. Es lässt sich nämlich nicht immer eine direkte Datierung durch Pollenanalyse der Schichtenserien ausführen, da Pollen in gewissen Schichten überhaupt fehlen können[1]; in solchen Fällen muss man auf indirektem Wege datieren, indem man die Höhenlage des Meeresniveaus, bei dem die Anhäufung stattgefunden hat, in die Niveauveränderungskurve des betr. Gebietes einsetzt, wonach man das gesuchte Alter auf der Abszisse ablesen kann; diese Methode wurde hier in grossem Ausmasse benutzt, wobei die Fundorte des S-Teils des Untersuchungsgebietes auf die Kurve der Umgegend von Fjällbacka und die des N-Teils auf die von Strömstad bezogen wurden.

In einem früheren Abschnitt wurden die uns zu Gebote stehenden Möglichkeiten, das Meeresniveau zu berechnen, bei dem schalenführende Ablagerungen verschiedener Art zustande gekommen sind, erörtert. Es ist doch unausbleiblich, dass durch die Berechnung des Meeresniveaus gewisse Unsicherheiten in das Datierungsverfahren eindringen; die dadurch veranlassten Fehler scheinen mir aber die Datierung nicht in beachtenswertem Masse zu beeinflussen. Natürlich ist die Kontrolle und Stütze einer so gewonnenen Datierung durch Pollenanalyse der pollenhaltigen Teile der Schichtenfolge von sehr grossem Gewicht.

Gewisse Beobachtungen mahnen jedoch m. E. zur Vorsicht gegenüber direkt pollenanalytisch gewonnenen Daten. In marinen Schichten könnte sog. sekundärer Pollen (vgl. IVERSEN 1936) vorkommen, nicht zum wenigsten in Tonen und Tongyttjen. Die minerogene Grundmasse jüngerer Weichböden besteht ja gänzlich aus redeponierten Partikeln. Da leicht mobile arktische Foraminiferen wie z. B. *Nonion labradoricum* nicht selten als Umlagerungsprodukte in postglazialen Feinsedimenten vorkommen[2], halte ich

[1] Nach mündlicher Mitteilung von Dr. SANDEGREN; vgl. auch SANDEGREN 1931, Fig. 45, S. 122.

[2] Jüngere Tone mit arktischen Foraminiferen können in der Nähe eines glazigenen Tones mit den gleichen Arten liegen (z. B. Lok. Nr. 88 Klätta I, S. 225); solche Arten können aber auch nicht selten in Schalenbänke reinster Schalenfazies ohne schalenführende Glazialtone in der Nähe eingelagert sein. Im vorigen Falle können rein glazigene Faunen und jüngere Faunen mit eingemischten Glazialformen im selben Niveau und in unmittelbarem Kontakt miteinander liegen; in diesem Falle haben sich die von submarinen Abtragungsprozessen verursachten unregelmässigen Strömungslöcher des Bodens (vgl. die hübschen Abbildungen von solchen Bildungen in EHRHARDT: Das Watt, 1937) bei Veränderung der hydrographischen Verhältnisse auf eine erneute Aggradation hin mit Weichsinkstoffen und redeponierten biogenen Partikeln gefüllt, unter denen sich bald eine Endofauna ansiedelte. Im letzteren Falle scheinen die redeponierten Foraminiferen von weither transportiert zu sein.

(Der Ausdruck »Redeposition« kann in einem weiteren Sinne des Wortes — den ganzen marinen Umlagerungsprozess umfassend — benutzt werden; in der Schalen-

es nicht für unwahrscheinlich, dass so leicht mobile biogene Partikel wie Pollenkörner ebenfalls redeponiert sein können — in gewissen Fällen vielleicht in solchen Mengen, dass sie erhebliche Proportionsverschiebungen zwischen den Komponenten des Pollenspektrums hervorrufen können. — Dass Sickerwasser in gröberdimensionellen Schalenbänken[1] und anderen porösen Schichten Pollen umlagern kann, scheint mir ebenso glaubhaft.

Es scheint ausserdem, als ob eine Sortierung frisch produzierter Pollen im Wasser vor ihrem Niedersinken und ihrer Sedimentation eintreffen kann, wodurch sich die gegenseitigen Verhältnisse der Konstituenten des Pollenspektrums verschieben. FROMM hat 1938 den Umfang und die Bedeutung dieser Separierung im Wasser besprochen. Sein Untersuchungsmaterial bestand aus den cyklothemen Sedimenten Ångermanlands, die LIDÉNS bekannten Messungen der Länge der postglazialen Periode zu Grunde gelegen haben; sie sind von wechselnder Partikelgrösse und in verschiedenen Tiefen abgesetzt. FROMM betont, dass die Separation keine Proportionsverschiebungen in der Frequenz des Pollens solcher Sedimente verursacht hat, deren Grundmasse »reiner Lehm oder Ton« ist (op. cit. S. 370), ganz gleich, ob die Wassertiefe grösser oder geringer war. Dagegen fand er eine Unterrepräsentation der Nadelbaumpollen[2] in »mehr oder weniger sandigen, grobwarwigen Sedimenten« (l. c.).

Seltener kommen archäologische Funde, mit deren Hilfe man das Alter bestimmen kann, in den Schalenbänken vor.

Doch stiess man vor einigen Jahren in der grossen Schalenbank auf Otterö auf eine Sammlung von Vorzeitgegenständen[3], die der Intendent

bankliteratur ist er aber auch oft in einem engeren Sinne gebraucht, nämlich hinsichtlich der Umlagerung nur von Schalen. In dem oben behandelten Falle ist der Ausdruck selbstverständlich voll berechtigt. Grössere Schalen scheinen aber bei weitem nicht in einem so grossen Umfange redeponiert zu sein, wie in gewissen Teilen dieser Literatur angenommen ist. Ich kann mich sogar nicht des Gedankens erwehren, dass man in gewissen Fällen zu diesem Ausdruck gegriffen hat, als einer leichtfertigen Erklärung für Artenkonstellationen und Schichtenfolgen, deren Zusammensetzung und Entstehung folgerichtiger hätte erklärt werden können, wenn man das Material einer genaueren Prüfung und Analyse unterworfen, wie auch die Faktoren, welche die Entstehung derartiger Ablagerungen verursachen, näher studiert hätte.)

[1] Durch die Schalenbänke können wenigstens zeitweise ziemlich bedeutende Wassermengen sickern. Im Schacht der grossen Schalenbank auf Otterö (Lok. Nr. 123), die doch sehr kompakt gebaut ist, strömte 1939 nach einer Regenwoche das Wasser aus einem Tunnel der Schachtwand hervor. Dieser Tunnel ähnelte einem kleinen Gletschertor; er war ein paar Meter breit und einen halben Meter hoch. Unter normalen Verhältnissen rinnt nur eine Wasserader aus der Schachtwand hervor.

[2] Der im Gegensatz zu dem *Betula*-pollen mit Luftsäckchen versehene und darum bedeutend leichtere Nadelbaumpollen wird also in maximaler Menge dort deponiert, wo die besten Depositionsmöglichkeiten für leicht bewegliche Partikel vorhanden sind.

[3] Der Fund besteht aus einem Angelhaken, zwei Speerspitzen aus Flint, einer Pfeilspitze und einer Flintscherbe (Göteborgs Museums årstryck 1937, arkeol. avdeln. [S. 85], vgl. auch Fig. S. 86 op. cit.).

des Göteborgs Museums Dr. NIKLASSON freundlicherweise datiert hat; nach seiner Mitteilung »dürften die Gegenstände von Otterö im Kirchspiel Tanum einen zusammengehörigen Wohnplatzfund der Ganggrabzeit bilden; diese Zeit ist auf etwa 2500–2000 v. Chr. zu datieren«.

Es ist mir gelungen, vom Finder der genannten Gegenstände nähere Auskunft zu erhalten, in welchem Teil der Schalenbank sie gefunden wurden; die Flintsachen stammten aus der Strandschicht 18–20 m ü. d. M. (Schicht G), während der Angelhaken im obersten Teil des Deltas (Schicht B) lag (HESSLAND 1942, Fig. 8).

Die Strandlage kann bei der Deponierung des Fundes unter keinen Umständen niedriger als die erwähnten 18–20 m gewesen sein, aber auch kaum höher als 24–25 m, wenn man sich denken soll, dass die Steinzeitleute sich dauernd oder vorübergehend in dem Gebiet zwischen Pass-Schwelle und Meeresstrand — einer Strecke von 75–100 m — aufgehalten haben.

Nach SANDEGRENS Niveauveränderungskurve der Gegend von Fjällbacka lag der dortige Strand etwa 2500 v. Chr. ca. 26 m und etwa 2000 v. Chr. ca. 20 m über dem heutigen Strand, was also gut mit dem Alter der Funde übereinstimmt.

II. Spezieller Teil. Lokalbeschreibungen in Auswahl.

In vorliegendem Abschnitt sollen einige schalenführende Ablagerungen, die in morphologischer oder biologischer Hinsicht von Interesse sind, näher beschrieben werden.

Die Ablagerungen sind zeitlich geordnet worden, und zwar die ältesten zuerst und die jüngsten zuletzt. Die Beschreibungen folgen einer einheitlichen Gliederung. Zuerst kommt die Lokalangabe und nach ihr die Lokalbeschreibung, die sich zusammensetzt aus Erörterung des Ablagerungstyps, Topographie der Ablagerungsstelle und ihrer Umgebung, Angabe der Schichtenfolge und womöglich der horizontalen Ausbreitung der fraglichen Ablagerung. Über die nähere Herkunft und Quantität des untersuchten Materiales berichtet der hieran anschliessende Abschnitt. Danach werden Artenlisten über beobachtete bestimmbare Fossilien mitgeteilt. Schliesslich wird die Altersfrage der Ablagerung besprochen.

Die Artenlisten sind in Übereinstimmung mit der Taxonomie der betreffenden Tiergruppen angefertigt worden. Dabei habe ich in Bezug auf die drei am zahlreichsten vertretenen Tiergruppen folgende Handbücher benutzt:
Cushman, J. A.: Foraminifera. Their Classification and Economic Use. 1933.
Sars, G. O.: An Account of the Crustacea of Norway. Ostracoda. 1922—1926.
Thiele, J.: Handbuch der systematischen Weichtierkunde. 1929 und 1935.

Gewichtsangaben analysierter Quantitäten beziehen sich immer auf Trockengewicht.

Die tabellarischen Übersichten geben die Frequenz nach Anzahl und Gewicht (gr) an; in den Fällen, wo bei einer Probe das Gesamtgewicht der Schalen derselben Art 0,1 gr unterschreitet, wird das Gewicht nicht mitaufgenommen. Die Fraktionen werden in mm angegeben. In den Tabellen sind Anzahl in Antiqua, Gewicht kursiv, Schluss-Summen mit fetten Buchstaben wiedergegeben; gr- und mm-Bezeichnung fehlen. Bei den Lamellibranchiaten und Ostracoden bedeuten die Frequenzziffern die Zahl der beobachteten Schalen, und nicht Individuen; die Anzahl der zusammenhängenden Schalen steht in Klammern ( ). In den Übersichten über die Frequenz der Lamellibranchiaten wird die Anzahl mit Schloss versehener Schalen mit S markiert. Finden sich nur Schalenfragmente ohne Schloss, wird dies durch F angegeben. Schalenplatten von Chitoniden sind mit Pl bezeichnet; sie werden nicht in die Schluss-Summe eingerechnet. — Die Proben der Probenserien sind mit römischen Ziffern, vereinzelte Proben dagegen mit arabischen bezeichnet; »Probe« in den Tabellenhäuptern nicht ausgesetzt In den Tabellen mit horizontal geordneten Frequenzdaten der Fraktionen befinden sich die Proben in der der Schichtenreihe entsprechenden Lage. In den Tabellen mit vertikal aufgestellten Frequenzdaten steht die unterste Probe in der Probenserie links; die aus höheren Niveaus folgen nach ihrer Lage in der Schichtenreihe nach rechts hin. Die Probenbezeichnungen entsprechen denjenigen, mit denen das Untersuchungsmaterial im Felde und im Museum versehen wurde.

— Die Strandverschiebungskurve des Nordteils des Untersuchungsgebiets wird Strandverschiebungskurve I genannt, die des Südteils dagegen Strandverschiebungskurve II (Fig. 62).

Nr. 88 Klätta I.

Lokalangabe. S. 28. Photokarte Lur S. V.: von der Haltestelle Mjölkeröd aus 800 m N 38° W.

Fig. 63. Flugaufnahme. P = glazigener Ton.

Lokalbeschreibung. Die schalenführenden Schichten liegen unmittelbar am Fuss des steilen nordöstlichen Abhangs eines Felsplateaus (Fig. 63), dessen Oberfläche gegen W von etwa 38 m bis etwa 41 m steigt. Sie liegen in gleicher Höhe mit der jetzigen Meeresfläche.

Die Ablagerung besteht teils aus sandigen Schichten mit u. a. *Ostrea*-Schalen, teils aus glazigenem Ton mit *Portlandia arctica* und *Arca glacialis*, teils aus jüngeren Tonen mit u. a. solchen wärmebedürftigen Formen wie *Hinnites pusio*, *Pecten septemradiatus*, *Echinocyamus pusillus* und *Pomatoceros triqueter*. (Vollständiges Verzeichnis der beobachteten Arten in den jüngeren Tonen auf S. 225 f.). — Unten wird nur über den glazigenen Ton und die darin eingeschlossenen Schalen berichtet.

Es wurde beobachtet, dass gewisse jüngere Tone in unmittelbarem Kontakt mit den glazigenen, und zwar zum Teil in gleichem Niveau wie sie liegen können; wahrscheinlich wurden die ersteren in Strömungslöchern der letzteren abgesetzt (vgl. Anm. 2, S. 150).

Sowohl der glazigene Ton wie die jüngeren Tone wurden von einer später deponierten Talus-Schicht gegen Abtragung geschützt. Diese Talus-Schicht ist als Progradationsterrasse am Fuss des nordöstlichen Abhangs des Plateaus abgesetzt worden.

Untersuchungsmaterial. Aus dem glazigenen Ton wurde ein Pfeiler entnommen und restlos auf darin eingeschlossene Schalen untersucht. In trockenem Zustande war der Pfeiler 42 cm hoch; sein Gewicht war 4 312 gr. Er wurde in neun Teile zersägt und jeder Teil für sich analysiert.

Wie aus den Frequenzkurven in Fig. 64 hervorgeht, ist der Gehalt an biogenen Bestandteilen in jeder Probe sehr klein.

Innerhalb der minerogenen Phase herrscht die Fraktion $< {}^1/_2$ mm vor. Der Gehalt an minerogenen Partikel $> {}^1/_2$ mm ist jedoch nicht geringfügig.

Ob die in den Frequenzkurven registrierte zufällige Erhöhung der Fraktion ${}^1/_2$–2 mm durch einen kleineren Eisvorstoss veranlasst wurde, oder ob sie durch die rhythmische, jahreszeitliche Schwankung[1] der Zufuhr von glazigenen Sedimenten bedingt ist, die sich in Süsswasserdeposita durch gebänderten Schichtenbau zu erkennen gibt, kann u. a. auf Grund der geringen Höhe des Probepfeilers nicht entschieden werden.

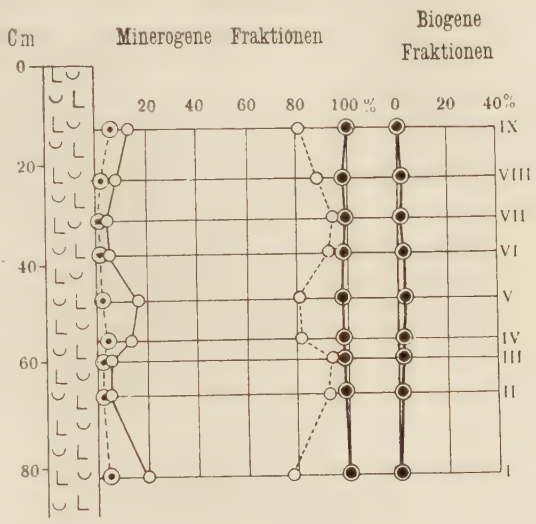


Fig. 64. Profil und Partikelverteilung.
Zeichenerklärung S. 327.

In vorliegendem Zusammenhang sind derartige Fragen auch von geringerem Interesse. Es herrscht indessen kein Zweifel darüber, dass hier ein unversehrter Glazialton vorliegt, was weiterhin durch das reichliche Vorhandensein solcher Arten hervorgehoben wird, die nur in der Nähe einer Landeismasse leben.

Es sei hinzugefügt, dass in diesem Ton schöne Granatkristalle beobachtet wurden. Daneben kamen in den analysierten Proben Bergpech, ein Wangenstachel eines Trilobiten sowie verschiedene Kristallfragmente vor (Pyroxen, Quarz u. a.).

Die Fauna.

Überreste folgender Tiergruppen wurden beobachtet:

Foraminifera
Polychaeta
Cirripedia
Ostracoda
Mollusca
Bryozoa
Echinodermata
Pisces.

Die Häufigkeitszahlen in den folgenden Artenlisten beziehen sich auf Referenzmengen von je 1 000 gr Gewicht.

[1] Ein Maximum an gröberen Sedimenten dürfte dem stärkeren Frühjahrs- und Sommerabfluss vom Landeis entsprechen, wobei leichter bewegliche Partikel in einer distaleren Lage deponiert wurden. Das Frequenzmaximum der feineren Sedimente dürfte den weniger kräftigen Winterabfluss vertreten, der diese Sedimente nicht vom proximalen Teil des Ablagerungsgebietes wegzutransportieren vermochte.

Foraminifera. Quantitätsanalysen der Proben I (888 gr) und VIII (519 gr) haben folgendes Resultat geliefert:

	Probe I:	Probe VIII:		Probe I:	Probe VIII:
Triloculina tricarinata	1	.	*Polymorphina acuta*	4	5
Robulus thalmanni	7	4	*Nonion labradoricum*	11 150	4 320
Dentalina sp.	5	2	*Elphidium asklundi*	450	280
Lagena gracilis	12	7	» *incertum*	230	140
» *sulcata*	10	47	» » var. *clavatum*	20	15
» *vikensis*	.	5	*Elphidiella arctica*	160	125
» *semilineata*	5	28	*Bulimina ellipsoides*	65	58
» *laevis*	30	26	*Virgulina schreibersiana*	320	215
» *hexagona*	11	8	» *davisi*	70	45
» *squamosa*	3	15	*Patellina corrugata*	1	.
» *elongata*	6	.	*Cassidulina crassa*	45	20
» » var. *distoma*	2	.	» *laevigata*	18	12
» *tricarinata*	1	.	*Cibicides lobatula*	8	6
				12 634	**5 383**

Polychaeta. *Spirorbis borealis* (1 Ex.)

Cirripedia. *Balanus* cf. *crenatus* (1 Fragm.)
Verruca strömia (Fragm.)

Ostracoda. Die Frequenz der beobachteten Arten ist folgende:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Cyprideis sorbyana	.	2	6	3	.	7	4	.	.
Cytheridea papillosa	.	.	.	3	.	9	4	.	.
Hemicythere concinna	.	.	.	.	5	3	2	.	.
Cythereis tuberculata	.	.	3	.	2	.	2	.	.
Cytheropteron arcuatum	.	.	.	.	.	.	2	.	.
	—	**2**	**9**	**6**	**7**	**19**	**14**	—	—

Mollusca. Folgende Arten kommen in allen Proben vor:

Nucula tenuis
Portlandia arctica
Mytilus edulis
Macoma calcarea
Lepeta coeca

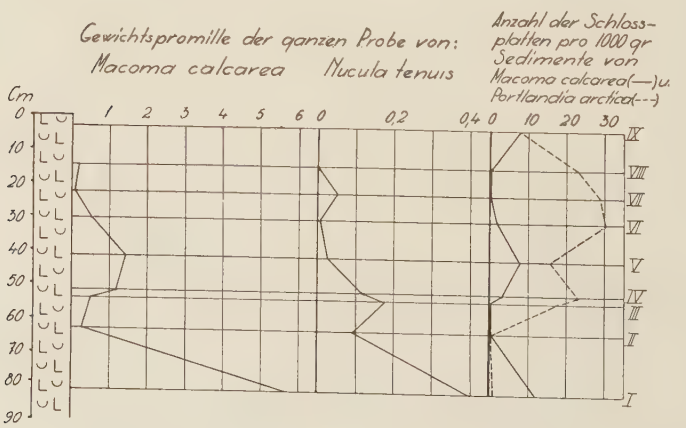


Fig. 65. Frequenz von *Nucula tenuis*, *Portlandia arctica* und *Macoma calcarea*.

Mytilus edulis ist durch unbedeutende Fragmente vertreten. Die Frequenz von *Nucula tenuis*, *Portlandia arctica* und *Macoma calcarea* wird graphisch in Fig. 65 angegeben. Da *Macoma*-Schalen in gewissen Proben nur in Form von Fragmenten ohne Schloss vorkommen, wird die Frequenz durch das Schalengewicht beleuchtet (gr/1000 gr Sediment). Dasselbe gilt für *Nucula*, deren zerbrechliche Schalen sehr fragmentarisch sind.

Ein Vergleich mit dem Sedimentationsverlauf der minerogenen Phase (Fig. 64) zeigt, dass eine gewisse Gleichförmigkeit einerseits zwischen der *Portlandia*-Kurve und der Sedimentationskurve für die minerogene Fraktion $< {}^1/_2$ mm, sowie andererseits zwischen der *Macoma*-Kurve und der Sedimentationskurve für die minerogene Fraktion $^1/_2$—2 mm vorliegt. Dies dürfte kaum auf Zufall beruhen. Die Übereinstimmung scheint mir in Einklang mit der wohlbekannten Tatsache zu stehen, dass *Portlandia arctica* ihr Frequenzmaximum bei kräftiger Zufuhr von Glazialschlamm zum *Portlandia arctica*-Biotop erreicht.

Ausserdem wurden folgende Arten in den Proben beobachtet:

Nucula delphinodonta . . . . . Probe I, IV und V (Fragm.)
Anomia squamula . . . . . » V (1 Fragm.)
Saxicava arctica . . . . . Probe V (5 Schlösser, daneben Fragm. Gewicht insgesamt: 3,0 gr)
Buccinum grönlandicum . . . . . Probe I (1 Schale)
Utriculus pertenuis . . . . . Probe V (1 Schale); Proben I und II: Fragm.

Arca glacialis kam in den analysierten Proben nicht vor. Schöne Exemplare dieser Art wurden indessen in qualitativen Proben wahrgenommen.

Bryozoa. Fragmente von Bryozoen kommen in sämtlichen Proben vor. Die grösste Anzahl Fragmente enthielt Probe V, nämlich 16. Diese Fragmente gehören folgenden Arten an: *Idmonea* sp., *Tubulipora* sp., *Hornera lichenoides*, *Hornera* sp., *Disporella hispida*, *Cellaria* sp., *Cellepora* sp., *Porella* sp. und *Smittina* sp.

Echinodermata. Ein Stachel eines regulären Seeigels in Probe V.

Pisces. In beinahe sämtlichen Proben Wirbel und Zähne von kleineren Teleostien.

Zum Alter. Der Charakter der eingeschlossenen Schalenfauna gibt zu erkennen, dass die Deposition des glazigenen Tons bei Klätta ziemlich unmittelbar ausserhalb des Landeises stattfand, das nach dem Niveauveränderungsdiagramm Fig. 62 über die heutige N-Küste Bohusläns um 10 000 v. Chr. zurückzog.

Nr. 90 Kläppen.

Lokalangabe. S. 28. Photokarte Naverstad S.V.: der Hof Kläppen.

Lokalbeschreibung. Die Oberfläche der Ablagerung liegt 134 m ü. d. M.; sie ist an vielen Seiten von Bergpartien umgeben (Fig. 66).

Die schalenführenden Sedimente bestehen aus Ton und Tongyttja. Ihre gesamte Mächtigkeit beträgt 5,5 m. Sie sind von schalenfreiem Sand überlagert (2 m). Ihre Unterlage besteht aus einer wahrscheinlich glazigenen Sand- und Kiesmasse, die also 7,5 m unter der Bodenoberfläche liegt. Die Verteilung der biogenen und minerogenen Bestandteile im schalenführenden Teil der Schichtenreihe geht aus den Frequenzkurven in Fig. 67 hervor.

Die Teile der Schichtenreihe, die zwischen der Probe VIII und bis hinauf zum Sande liegen, waren ursprünglich schalenführend. Die Schalen sind aber dekalziniert, so dass nur Schalenabdrücke, Periostracum und Überreste der Weichteile von Mollusken zurück blieben. Die letzteren bestanden aus schwarzen, gallertartigen Klumpen, die nach einigen Stunden in der Luft rostrot wurden (vgl. S. 136). — Dieser Teil der Schichtenreihe enthielt auch Überreste von weichen Algen und Hydroiden.

Die beinahe kesselförmige Einsenkung, in der die Ablagerung sich befindet, eignet sich in besonders grossem Ausmass als Deponierungsstelle für lockere Bodenarten. Hier hatten glazigene Sedimente ebenso wie Pro- und Regrada-

Fig. 66. Flugaufnahme. Der Kreis = die marine Schalenablagerung.

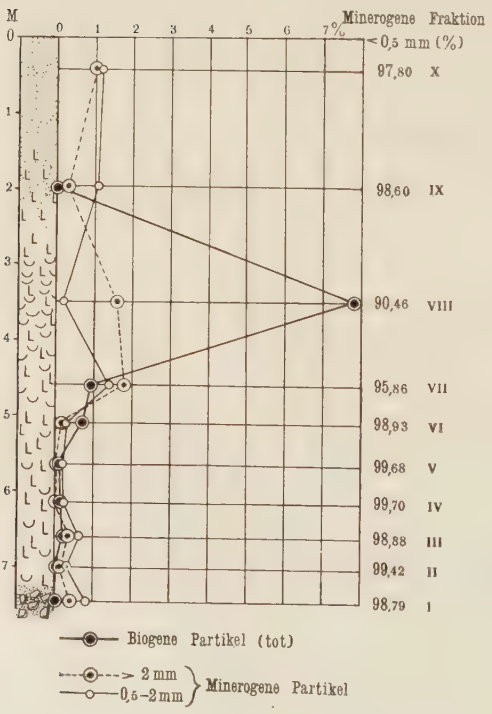


Fig. 67. Profil und Partikelverteilung.

tionssedimente gute Möglichkeiten zur Anhäufung. Die hydrographischen Vorbedingungen für eine Sedimentation müssen ausserdem günstig gewesen sein, besonders da die Ablagerung gleich östlich von einem Passe der umgebenden Höhen gelegen ist (135 m ü. d. M.), wo es die Möglichkeit zur Entstehung stationärer Wirbelströmungen gegeben haben muss. — Ein Teil der zur Schichtenserie gehörenden Umlagerungssedimente dürfte nach dem Herbeitransport durch diesen Pass nach dem gleichen Prinzip wie ein Delta deponiert worden sein; daneben sind mit Gewissheit sowohl Pro- als Regradationssedimente von den glazigenen Depots der Ober- und Seitenflächen der zunächst liegenden Bergpartien dorthin geführt worden. — Die rein minerogene Deckschicht ist zum allergrössten Teil ein Regradationsprodukt, das von einem glazigenen Sedimentdepot längs der SW-Seite des Plateaus 149 m herstammt.

Untersuchungsmaterial. Der Hauptteil des untersuchten Materials stammt aus einer Tiefe von 2,75–4 m unter der Bodenoberfläche. Bis zu dieser Tiefe wurde die Schichtenreihe durch Grabung blossgelegt, weshalb grössere Sedimentmengen von dieser Stelle der Untersuchung zugänglich wurden. So wurde aus 3 ½ m Tiefe — dem floristisch und faunistisch ergiebigsten Horizont der Schichtenreihe — eine Probe von 1 320 gr heraufgeholt, die später quantitativ analysiert wurde (Probe VIII). Ebenso wurden hinsichtlich biogener Bestandteile qualitative Proben von diesem Horizont untersucht (Analysenmenge: 2 716 gr).

Aus den tieferen Teilen der Tonschicht wurden Proben mittels sog. HILLER-Bohrer heraufgeholt. Die quantitativ analysierten Mengen sind hier:

Probe VII	139 gr	Probe III	125 gr
» VI	120 »	» II	174 »
» V	155 »	» I	167 »
» IV	155 »		

Flora und Fauna.

Folgende Pflanzen- und Tiergruppen sind in der Ablagerung vertreten:

Algae	Ostracoda
Foraminifera	Mollusca
Cnidaria	Echinodermata
Polychaeta	Spongia
Cirripedia	Pisces

Die Frequenz der jeweiligen Arten bezieht sich in den folgenden Artenlisten auf die Referenzmenge 1 000 gr.

Algae. In Probe VIII wurden reichliche Thallus-Überreste einer Alge gefunden, die von M. WAERN als *Fucus inflatus* var. *membranaceus* bestimmt wurde.

Foraminifera.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Haplophragmoides canariensis	.	.	.	.	.	.	.	16
Miliammina fusca	.	.	.	6	26	8	7	37
Quinqueloculina seminulum	6	6	.	.	26	8	.	30
Pyrgo cf. *elongata*	.	11	16	.	.	.	.	.
Cornuspiroides foliaceum	.	.	.	.	.	.	.	2
Lagena laevis	.	.	.	.	.	.	.	1
Globulina gibba	.	.	.	.	.	.	.	1
Polymorphina acuta	.	.	.	.	.	.	.	1
Nonion labradoricum	.	.	.	5	19	33	7	21
Elphidium asklundi	.	.	.	.	1	55	7	212
incertum	.	.	2	3	2	80	9	235
» » var. *clavatum*	.	.	.	.	.	9	1	31
orbiculare	.	.	1	.	.	10	2	9
hallandense	.	.	2	.	1	38	4	44
depressulum	.	.	.	1	.	8	.	9
excavatum	.	.	.	.	.	5	.	17
Elphidiella arctica	.	.	3	2	2	87	6	132
? *Sphaeroidina bulloides*	.	.	.	.	.	.	.	1
Cassidulina laevigata	.	.	.	.	.	.	.	1
Cibicides lobatula	.	.	.	.	.	.	.	5
	6	**17**	**24**	**17**	**77**	**341**	**43**	**805**

Cnidaria. In Probe VIII kamen 6 Fragmente von Hydroidenkolonien der Familie *Sertulariidae* vor. Wegen ihres schlechten Erhaltungszustandes liessen sie sich nicht bestimmen; sie stimmen mit keiner der von JÄDERHOLM in seiner Monographie über nordische und arktische Hydroiden 1909 abgebildeten Arten überein.

Näheres bezüglich dieser Fragmente auf S. 269, wo auch Abbildungen von diesen gebracht werden (Fig. 110).

Polychaeta. *Spirorbis borealis*:

Probe VII . . . . . 7 Ex.
» VIII . . . . . 7 »

Ausserdem wurden in Probe VIII von Polychäten der Familie *Nereidae* 12 Zähne wahrgenommen (Fig. 111). Sie zeigen gute Übereinstimmung mit den Zähnen bei *Heteronereis grandifolia* (RATHKE) nach der Abbildung von A. J. MALMGREN 1865 (Taf. XI, Fig. 15).

Spongia. Probe V, VI und VIII enthielten Spongien in folgender Zahl:

Probe V . . . . . 39 Ex.
» VI . . . . . 67 »
» VIII 8

Diese zählen zu *Halichondria panicea.*

Cirripedia. Balanidenschalen kommen in allen Proben ausser in I und III vor. Die Menge war äusserst gering mit Ausnahme der Proben VII und VIII, welche pro 1 000 gr Sediment 7,5 bzw. 21,5 gr enthielten. In Probe VIII war die Verteilung der Arten folgende:

Balanus balanus . . . . . 16,5 gr (133 Seitenschalen)
» *crenatus* . . . . . } 5,0 » (330 »)
» *balanoides* . . . . . }

Ostracoda. Die Proben I–IV enthielten keine Ostracoden. In den übrigen war die Frequenz folgende:

	V	VI	VII	VIII
Cyprideis sorbyana	.	.	.	30
Cytheridea papillosa	.	8	7	16
» *punctillata*	.	.	.	16 (1)
Cythere lutea	.	.	.	18 (1)
Hemicythere emarginata	.	.	.	5 (1)
» *concinna*	6	.	.	14
Cythereis tuberculata	.	.	.	2
» *dunelmensis*	6	16	.	4
leioderma	.	.	.	8
Cytheropteron pyramidale	.	.	.	2
	12	**24**	**7**	**115** (3)

Mollusca. Die Proben I–VII enthielten nur Fragmente von der Grösse 1/2–2 mm. Probe VIII wies dagegen gut bewahrte Schalen auf. In dieser Probe belief sich der Anteil der Molluskenschalen auf 65,0 Gew.-% der tot. Schalenmasse (59,7 % Kalk und 5,3 % Periostracum).

	I	II	III	IV	V	VI	VII
Nucula cf. *tenuis*	F	.	.	F	F	F	.
Mytilus edulis	F	F	*0,16*	*0,13*	*0,38*	*3,25*	*0,36*
Pecten islandicus	.	.	.	F	.	F	.
Macoma calcarea	*0,18*	*0,40*	*0,36*	.	*0,19*	*0,83*	*0,32*
Saxicava arctica	F	F	*0,17*	.	.	F	.
Mya truncata	.	.	*0,21*	.	.	.	.
Lepeta coeca	.	.	.	.	.	F	.
Tonicella marmorea	.	.	.	.	.	*0,35*	.
	0,18	*0,40*	*0,90*	*0,13*	*0,57*	*4,43*	*0,68*

Probe VIII:

	> 2		½–2		Sa.	
Mytilus edulis	2 S	13,8	12 S	7,1	14 S	20,9
Pecten islandicus	1 S	3,6	F	0,2	1 S	3,8
Macoma calcarea	17 S	0,4	8 S	0,2	25 S	0,6
» *torelli*	1 S	.	5 S	0,1	6 S	0,1
Saxicava arctica	12 S	5,6	7 S	0,8	19 S	6,4
Mya truncata	1 S	1,0	F	0,3	1 S	1,3
Tonicella marmorea	12 Pl	0,2	.	.	12 Pl	0,2
rubra	1 Pl	.	.	.	1 Pl	.
Puncturella noachina	2	0,1	.	.	2	0,1
Margarites grönlandica	.	.	2	.	2	.
Cingula castanea	4	.	8	.	12	.
Homalogyra atomus	.	.	1	.	1	.
Lunatia grönlandica	1	0,1	2	.	3	0,1
Trophon clathratus	4	1,0	.	.	4	1,0
» *truncatus*	2	0,3	.	.	2	0,3
Buccinum grönlandicum	F	0,1	.	.	.	0,1
Bela conoidea	1	0,1	.	.	1	0,1
Unbestimmbare Reste	.	0,3	.	0,1	.	0,4
	34 S 14	26,6	32 S 13	8,8	66 S 27	35,4

Ausser diesen ebenerwähnten Arten wurden in qualitativ untersuchten Proben von den zwischen 2,75–4 m unter der Bodenoberfläche liegenden Teilen der Schichtenserie folgende Arten beobachtet:

Astarte banksi var. *warhami*
Littorina littorea
Littorina rudis var. *grönlandica*
Bela cancellata
Retusa sp.

Echinodermata. Durch beinahe die gesamte Schichtenreihe kommen Stacheln, Ambulakral- und Interambulakralplatten sowie Teile des Kauapparates von Echinodermen vor. Sämtliche Reste scheinen *Echinus esculentus* und *Strongylocentrotus dröbakiensis* anzugehören.

Diese Echinodermenreste zeigten eine sehr deutliche abnehmende Frequenz nach der Tiefe hin. Sie fehlten völlig in Probe I. Probe VI hatte 1,6 gr pro 1 000 gr Sediment. Der ergiebigste Horizont (Probe VIII) enthielt 4,1 gr (167 Platten und 407 Stacheln) auf 1 000 gr.

Pisces. In Probe VIII wurden Reste von Teleostien beobachtet (4 Wirbel und 2 Kiefer).

Zum Alter. Die gleich oberhalb der vermuteten glazigenen Sand- und Kiesmasse liegenden Teile der Schichtenreihe dürften gleichfalls glazigen sein. *Portlandia arctica*, der entscheidende Beweis für ihre Ablagerung in der Nähe von Landeis, wurde jedoch nicht in ihnen wahrgenommen. Das Vorkommen von *P. arctica* ist indessen nicht völlig ausgeschlossen; die aus dieser Tiefe mit der Bohrkanne heraufgeholten Proben sind nämlich klein, weshalb sie für eine vollständige faunistische Analyse nicht als repräsentativ angesehen werden können.

Die Sedimentationskurven zeigen in den unteren Teilen der Schichtenreihe (bis Probe IV) einen ziemlich wechselnden Verlauf (Fig. 67), was ich mir als eine Folge wechselnder Zufuhr von glazigenen Sedimenten vorstelle (vgl. S. 155). Von Probe IV bis Probe VI ist dagegen die minerogene Sedimentation sehr gleichförmig. Bei Probe VII findet aber insofern eine Veränderung in dem Masse statt, dass die Frequenz der minerogenen Partikel > ½ mm recht merkbar zunimmt (von 0,40 % in Probe VI zu 3,21 %). Das ziemlich plötzliche, zahlreiche Auftreten in Probe VIII von biogenen Bestandteilen mit u. a. Endobionten (*Mya truncata* u. ä.) deutet darauf hin, dass die Nahrungszufuhr und die Salinität

für ein reiches Tierleben günstig waren und dass ausserdem die Ablagerungsgeschwindigkeit der minerogenen Partikel so gering war, dass dadurch die Rüstigkeit der endobiontischen Fauna nicht gestört wurde.

Ich stelle mir vor, dass die Entstehung des durch Probe VII vertretenen Horizonts mit der Mobilisierung von Mineralkörnerdepots innerhalb des Gebiets 142 m beim Aufsteigen zur Meeresfläche zusammenhängt. Danach dürfte das reiche Tier- und Pflanzenleben, wovon sich in dem durch Probe VIII repräsentierten Horizont Überreste finden, teils innerhalb der Grenzen des Nekrotops gelebt haben und teils dorthin transportiert worden sein, während die Wasserzirkulation noch gut war, und zwar bevor noch die regradative Ablagerung von dem überlagernden Sand (Depot ca. 137 m ü. d. M.) eingesetzt hatte.

Gemäss der obigen Erörterung und auf Grund des Verlaufs der Strandverschiebungskurve II, dürfte die ebenerwähnte Nekrozönose, d. h. der jüngste schalenführende Horizont der Schichtenserie etwa 9000 v. Chr. deponiert worden sein.

Nr. 65 Vammen.

Lokalangabe. S. 27. Photokarte Vassbotten N. V.: NW-Spitze des N. Vammensees.

Lokalbeschreibung. Die schalenführende Ablagerung ist in einer Höhe von 123 m ü. d. M. unmittelbar SO einer Schwelle und einer an gleicher Stelle vorkommenden Seitenverengung eines ziemlich engen NW—SO-Spaltentals hauptsächlich als Delta angehäuft worden. Die Berge zu beiden Seiten des Tales erheben sich steil; unmittelbar W der Ablagerung befinden sie sich 20—30 m über derselben.

Es ist vor allem die aus Ton bestehende Hauptmasse der Ablagerung, die in Form eines Deltas angereichert wurde. Die biogenen Partikel gröberer Dimension sind dagegen zum grössten Teil von Biozönosen der nahegelegenen Felsenwände herabgefallen. — Das Tondelta und die Pass-Schwelle stauen den N. Vammensee auf, der indessen von einem diese Schichten durchbrechenden Bach entwässert wird.

Die Partikelverteilung in einer Probe aus dem schalenführenden Tondelta ist folgende:

	> 2	1/2–2	< 1/2	Sa.
Minerogene Partikel	2,7 %	5,4 %	71,5 %	79,6 %
Biogene »	9,9 »	6,3 »	4,1 »	20,3 »
	12,6 %	11,7 %	75,6 %	99,9 %

Untersuchungsmaterial. Infolge des einheitlichen Aufbaus der Ablagerung wurden nur ein paar Proben von je ca. 700 gr Gewicht untersucht.

Die Fauna.

Folgende Tiergruppen sind in der Ablagerung vertreten:

Foraminifera
Spongia
Cirripedia
Ostracoda
Mollusca
Echinodermata

Fig. 68. Flugaufnahme. Der Kreis = die marine Schalenablagerung.

Die Schalenmasse besteht zu 78,7 Gewichtsprozent aus Balanidenschalen und zu 21,3 % aus Molluskenschalen.

Der Gehalt der Fraktion $< {}^{1}/_{2}$ mm an biogenen Bestandteilen stammt nahezu ausschliesslich von Balanidenschalen.

In den folgenden Artenlisten bezieht sich die Anzahl auf 1 000 gr Referenzmasse.

Foraminifera.

Miliammina fusca	133	*Elphidium hallandense*	657
Lagena laevis	1	» *orbiculare*	43
» *squamosa*	1	» *incertum*	914
Polymorphina cf. *compressa*	1	*Elphidiella arctica*	886
Nonion labradoricum	980	*Cibicides lobatula*	187
Elphidium asklundi	586		**4 389**

Spongia. 1 Ex. von *Halichondria panicea.*

Cirripedia. Unter den Balaniden überwiegen Schalen von *Balanus balanus.* Ihre Verteilung ist folgende:

> 2 mm	35,2	Gewichtsprozent
${}^{1}/_{2}$–2 »	38,9	»
< ${}^{1}/_{2}$ »	25,9	»
	100,0	

Ostracoda.

Cytheridea papillosa	221	*Hemicythere concinna*	401
» *punctillata*	33	*Cythereis leioderma*	244
Cythere lutea	17	*Cytheropteron pyramidale*	220
Hemicythere emarginata	216		**1 352**

Mollusca.

	> 2		½–2		Sa.	
Modiolaria nigra	.	.	1 S	.	1 S	.
Mytilus edulis	.	.	1 F	.	.	.
Astarte borealis	3 S	4,0	.	.	3 S	4,0
» *elliptica*	.	.	3 S	.	3 S	.
Thyasira gouldii	3 S	.	.	.	3 S	.
Macoma calcarea	.	.	1 F	.	.	.
Saxicava arctica	30 S	30,0	31 S	0,5	61 S	30,5
Mya truncata	3 S	6,5	.	.	3 S	6,5
Tonicella marmorea	37 Pl	0,1	10 F	.	37 Pl	0,1
Lepidopleurus asellus	1 Pl	.	.	.	1 Pl	.
Lepeta coeca	1	.	13	.	14	.
Puncturella noachina	4	.	20	0,1	24	0,1
Acmaea virginea	3	.	.	.	3	.
Margarites helicina	.	.	13	.	13	.
» *grönlandica*	.	.	7	.	7	.
Solariella obscura	1	.	4	0,1	5	0,1
Mölleria costulata	.	.	6	.	6	.
Littorina littorea	.	.	4	.	4	.
Cingula castanea	3	.	17	.	20	.
Trophon clathratus	1	0,3	.	.	1	0,3
Buccinum grönlandicum	3	0,1	1 F	.	3	0,1
	39 S 16	41,0	35 S 84	0,7	74 S 100	41,7

Echinodermata. 43 Stacheln der Gattungen *Echinus* oder *Strongylocentrotus*.

Zum Alter. Es ist schwierig, eine Bestimmung der Tiefe, in der die fragliche Ablagerung entstanden ist, zu versuchen. Die Zusammensetzung der eingeschlossenen Balanidenschalen deutet indessen an, dass sich bei der Entstehung der Ablagerung in ihrer Nähe keine Klippenstrände von Bedeutung fanden. Schalen von Felsenstrand-Balaniden kommen nämlich in der Schalenablagerung nur in seltenen Ausnahmefällen vor; dagegen dominieren Schalen von *Balanus balanus* in der Schalenmasse. Algen-Epibionten treten auf, doch nicht besonders häufig. *Cythere lutea* — der typische Muschelkrebs des Phytals — ist z. B. bemerkenswert schwach vertreten. Von Gastropoden der Algenzone kommen eine Reihe allgemeinerer Arten vor (die *Margarites*-Arten, *Mölleria costulata, Littorina littorea* juv. u. a.). Die vorhandenen Schalen von Lamellibranchiaten gehören zum grossen Teil autogenen Endobionten an; bezüglich der übrigen Lamellibranchiaten fällt das besonders spärliche Auftreten von *Mytilus edulis* vor allem auf.

Sonach will es mir als angemessen erscheinen, während der Entstehung der Ablagerung eine Strandlage von rund gerechnet 150 m über der heutigen anzunehmen (vgl. Lokalbeschreibung). Niedriger kann sie kaum gelegen haben.[1] Nach der Strandverschiebungskurve I würde diese Strandlage um 8800 v. Chr. bestanden haben.

[1] Es ist möglich, dass die Ablagerung während der Zeit fortgesetzt aufgebaut wurde, als sich der Strand von dieser Lage zum gleichen Niveau mit der Ablagerung verschob. Die hierbei angehäuften Sedimente wurden in diesem Fall am wahrscheinlichsten in Verbindung mit, aber vielleicht auch nach der Abschnürung des N. Vammen-Sees abgetragen (wie erwähnt, wird dieser durch den Pass entwässert, worin die Ablagerung gelegen ist). Die erhalten gebliebenen Teile der Ablagerung, die hier besprochen sind, würden also die untersten Schichten bilden.

Nr. 82 Ulvedalen.

Lokalangabe. S. 28. Photokarte Naverstad N. O.: von dem oberen Teil des »t« in Fagerhult aus 750 m N 76° O.

Lokalbeschreibung. Die Schalenablagerung, deren Höhe über dem Meere 124 m beträgt, liegt SW einer Seitenverengung in einem SW—NO-Spaltental (Fig. 69). Die umgebenden Felsplateaus erheben sich ziemlich hoch über der

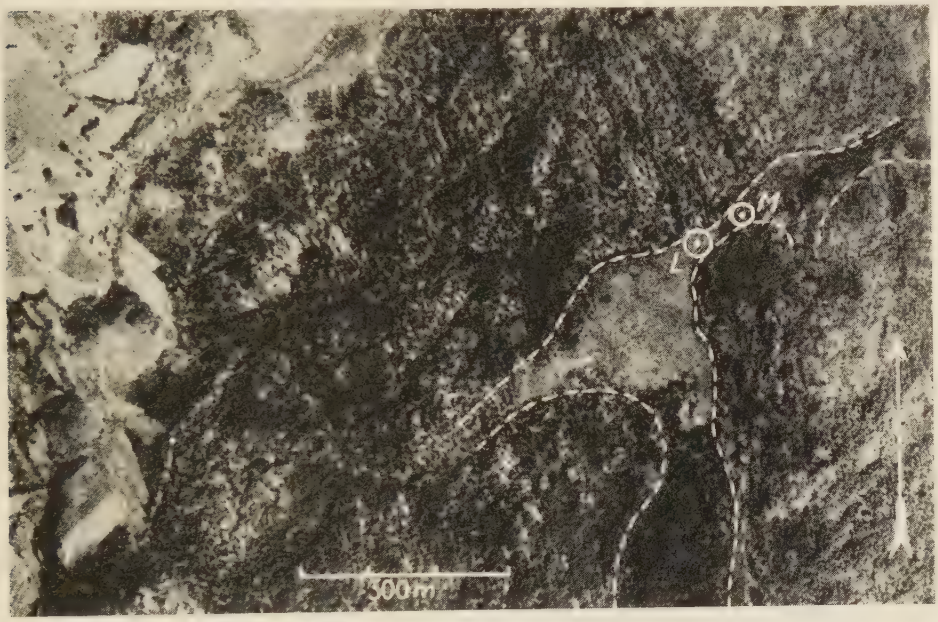


Fig. 69. Flugaufnahme. M = marines Delta, L = lakustrines Delta. Erörterung im Text.

Ablagerungsstelle. Besonders die etwa 20—25 m darüber gelegenen Teile des Felsplateaugebiets unmittelbar NW der fraglichen Ablagerung dürften das hauptsächliche Ursprungsgebiet der eingelagerten allogenen Epiformen gebildet haben.

Die minerogene Grundmasse der Ablagerung besteht zum allergrössten Teil aus Ton. Die Partikelverteilung ergibt sich aus untenstehender Tabelle.

	> 2	1/2 – 2	< 1/2	Sa.
Biogene Partikel	21,8 %	0,9 %	0,4 %	23,1 %
Minerogene »	7,9 »	4,0 »	65,0 »	76,9 »
	29,7 %	4,9 %	65,4 %	100,0 %

Die fragliche Ablagerung ist in der Hinsicht von Interesse, als ihre Schalenmasse, soweit ich sehen kann, in ihrer Gesamtheit mobilisiert und redeponiert worden ist. Zum mindesten die darin vorkommenden biogenen Bestandteile dürften ursprünglich als Delta NO der erwähnten Seitenverengung deponiert worden sein (Fig. 69: M). Nach der Erhebung des Gebiets über die Meeres-

fläche wurden indessen die Partikel des marinen Deltas abgetragen und zwar durch einen Ausfluss vom See Kornsjön, der auch heute noch gegen SW hin durch das Spaltental, in dem die Ablagerung liegt, seinen Weg nimmt. Früher dürfte dieser Ausfluss grösser als heutzutage gewesen sein und gerade an der Stelle der Schalenablagerung seine Mündung in einem kleineren See (Daletjärn) gehabt haben; dieser See ist nunmehr am ehesten ein Sumpf. Hierbei dürften wenigstens gewisse der aus dem marinen Delta abgetragenen Partikel dort als ein lakustrines Delta redeponiert worden sein (Fig. 69: L). — Das Vorkommen von Reisigstücken und Laub in dieser Ablagerung scheint ihren Charakter als lakustrines Umlagerungsprodukt zu bekräftigen.

Untersuchungsmaterial. Eine Probe von 650 gr wurde quantitativ und eine von 913 gr qualitativ untersucht.

Die Fauna.

Folgende Gruppen sind vertreten:

Foraminifera
Spongia
Polychaeta
Cirripedia
Ostracoda
Mollusca
Echinodermata

Die biogenen Bestandteile sind auf folgende Weise verteilt:

	> 2	1/2–2	Sa.
Molluskenschalen . . .	43,5 %	3,8 %	47,3 %
Balanidenschalen . . .	47,5 »	2,4 »	49,9 »
Echinidenstacheln . . .	0,4 »	.	0,4 »
	91,4 %	6,2 %	97,6 %

Die Fraktion < 1/2 mm enthält 2,4 Gewichtsprozent biogene Bestandteile (ungefähr gleiche Teile an Detritus von Mollusken- und Balanidenschalen).

In den folgenden Artenlisten bezieht sich die Anzahl auf 1 000 gr Referenzmasse.

Foraminifera.

Miliammina fusca	49	*Elphidium asklundi*	22
Lagena squamosa	3	» *depressulum*	6
Globulina gibba	14	» *incertum*	20
Polymorphina cf. *compressa*	17	*Elphidiella arctica*	34
Pyrulina fusiformis	6	*Cassidulina crassa*	3
Elphidium hallandense	52		226

In der qualitativen Probe wurden ausserdem wahrgenommen:

Lagena sulcata	(1)	*Elphidium orbiculare*	(3)
» *globosa*	(2)	*Cibicides lobatula*	(2)
Nonion labradoricum	(1)		

Lagena globosa kommt in zwei Varietäten vor: var. *caudigera* und var. *tenuissimestriata*.

Spongia. 43 Ex. von *Halichondria panicea*.

Polychaeta. Ein Zahn von *Heteronereis* cf. *grandifolia* (vgl. S. 270).

Cirripedia. Die Gruppe ist fast ausschliesslich durch zerbrochene, *Balanus balanus* angehörende Schalenkränze vertreten. Nur wenige Seitenschalen von *B. balanoides* und *B. crenatus* treten in der Probe auf. Die Verteilung der Fraktionen ergibt sich aus der vorstehenden Tabelle.

Ostracoda.

Cyprideis sorbyana	3	*Hemicythere concinna*	5
Cytheridea papillosa	92	*Cythereis tuberculata*	2
» *punctillata*	9	*Cytherura clathrata*	2
Cythere lutea	17	*Cytheropteron pyramidale*	2
Hemicythere emarginata	35		**167**

Mollusca.

	> 2		½–2		Sa.	
Nucula sp. juv.	.	.	1 S	.	1 S	.
Modiolaria cf. *nigra*	F	.	F	.	.	.
Mytilus edulis	F	*1,2*	F	*0,8*	.	*2,0*
Pecten islandicus	.	.	F	.	.	.
Astarte sp.	.	.	2 S	.	2 S	.
Thyasira gouldii	12 S	.	.	.	12 S	.
Saxicava arctica	128 S	*89,8*	135 S	*3,8*	263 S	*93,6*
Mya truncata	5 S	*10,7*	.	.	5 S	*10,7*
Tonicella marmorea	15 Pl	*0,3*	.	.	15 Pl	*0,3*
Puncturella noachina	5	.	.	.	5	.
Margarites olivacea	.	.	3	.	3	.
» *grönlandica*	.	.	2	.	2	.
Littorina littorea	F	*0,2*	F	.	.	*0,2*
Cingula castanea	.	.	5	.	5	.
Velutina velutina	2	.	.	.	2	.
» sp.	.	.	3	.	3	.
Trophon clathratus var. *major*	2	*0,8*	.	.	2	*0,8*
» *truncatus*	2	*0,2*	.	.	2	*0,2*
Buccinum cf. *grönlandicum*	F	.	.	.	.	.
	145 S 11	*103,2*	138 S 13	*4,6*	283 S 24	*107,8*

Anm. HÄGG hat an dieser Lokalität *Neptunea despecta* (nach dem Verzeichnis des Reichsmuseums über die im Museum verwahrten subfossilen Mollusken) gefunden.

Die qualitative Probe enthält ausser den ebenerwähnten Arten folgende:

Lepidopleurus asellus
Astarte banksi
» *borealis*
Mölleria costulata
Margarites cinerea
Solariella obscura
Buccinum undatum
Bela sp.

Die Längenvariation bei *Saxicava arctica* wird graphisch in Fig. 80 veranschaulicht.

Echinodermata. Etwa 4100 Stacheln von *Echinus* und *Strongylocentrotus*.

Zum Alter. Der Versuch eines Altersansatzes der Strandlage zur Zeit der Entstehung des marinen Deltas muss selbstverständlich mit grosser Unsicherheit verknüpft sein, vor allem, weil wir keine Kenntnis darüber besitzen, in welchem Ausmass die Verteilung der biogenen Bestandteile des lakustrinen Deltas mit der des marinen übereinstimmt. Wahrscheinlich müssen gewisse Partikel weiter hinaus in den Vorzeitsee verfrachtet worden sein; hier dürften sie früher oder später der Auflösung verfallen sein.

Gewisse Züge der Artenvertretung des lakustrinen Deltas dürften indessen Hinweise auf die Strandlage zu Lebzeiten der Fauna geben können. Die Verteilung der Balanidenschalen kennzeichnet sich dadurch, dass die Felsenstrandformen schwach vertreten sind, während Schalen von *Balanus balanus* sehr reichlich auftreten. Die typischen Mollusken der Algenzone sind gleichfalls sehr spärlich eingelagert, während dagegen ihre Ostracoden recht gut repräsentiert sind.

Soweit es erlaubt sein kann, unter Zuhilfenahme von Daten obenstehender Art die Strandlage zu Lebzeiten der fraglichen Fauna zu bestimmen, dürfte die Annahme als berechtigt erscheinen, dass sich die damalige Meeresoberfläche in ungefähr gleicher Höhe mit den höhergelegenen Teilen des oben erwähnten Plateaugebiets befand. Besonders die Spärlichkeit der Schalen von Felsenstrandbalaniden und solcher Mollusken wie *Littorina* und *Mytilus* scheint mir dafür zu sprechen, dass während der Entstehung der Ablagerung nur kleinere Teile des Plateaugebiets über die Meeresoberfläche hinausragten. In Einklang damit dürfte die nicht geringe Häufigkeit an algenbewohnenden Ostracoden stehen; die Biozönose, aus der sie herstammen, dürfte gleichzeitig auf dem niedriger gelegenen, zur fraglichen Zeit immer noch submarinen Teil des Plateaugebiets günstige Lebensbedingungen gehabt haben.

Nach Strandverschiebungskurve I, die am ehesten für diese Lokalität anwendbar ist, dürfte der obere Teil des Plateaugebiets sich um 8700—8500 v. Chr. in Strandlage befunden haben.

Nr. 14 Vettemyr.

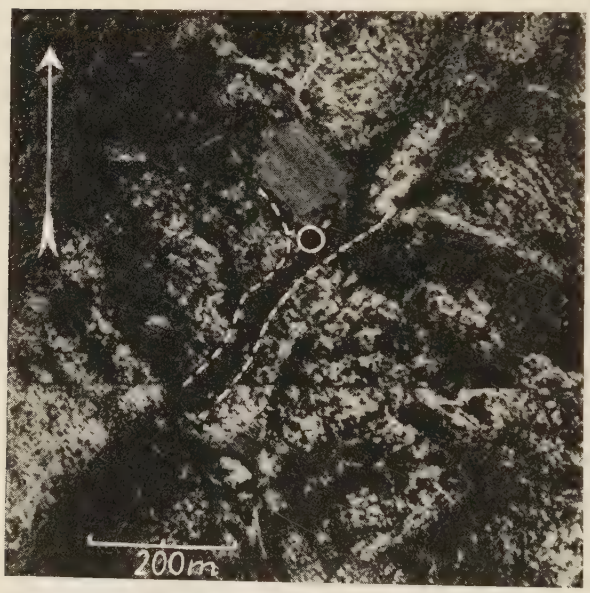


Fig. 70. Flugaufnahme. Der Kreis = Proximalteil des Progradationskegels; das Feld N davon besteht zum grossen Teil aus dem in Strandlage ausgeebneten Distalteil des Kegels.

Lokalangabe. S. 26. Photokarte Näsinge N. O.: von der unteren, linken Ecke (59° 2′,5 und 6° 45′) aus 930 m N 78° O.

Lokalbeschreibung. Die Ablagerung ist ein ausserhalb der Mündung einer SW—NO-Spalte aufgebauter Progradationskegel.

Die höchsten Teile des die Sedimente liefernden Plateaus liegen 150—153 m, das Passgebiet der Zufuhrspalte 143 m ü. d. M. Die Zufuhrspalte ist sehr schmal; sie ist teilweise von grossen Blöcken angefüllt, die infolge ihres Gewichts nicht weiter transportiert werden konnten. Die oberen Teile des Kegels erreichen 132 m ü. d. M.; sein distaler, sandiger Teil liegt 114 m ü. d. M.

Die Oberflächenschicht des Kegels besteht in ihrem proximalen Teil aus grossen Blöcken; mehrere erreichen einen Querschnitt über 1 m. Diese Geröllschicht ruht auf einer, im oberen Teil reich schalenführenden Schalenschicht; im unteren Teil sind die Schalen in einer Grundmasse von toniger Konsistenz eingebettet. Diese Schicht ruht ihrerseits auf einer Kies- und Sandmasse.

Untersuchungsmaterial. Eine Serie Proben von dem distaleren Teil des Kegels — Oberfläche 118 m ü. d. M. — wurde untersucht. Analysenmasse je 200 gr. Die Partikelverteilung geht aus Fig. 71 hervor.

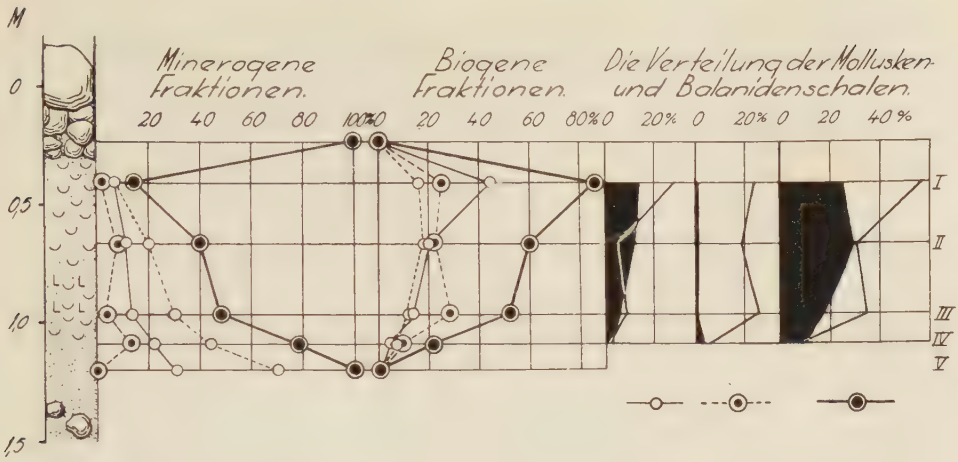


Fig. 71. Profil und Partikelverteilung. Zeichenerklärung S. 327.

Die Fauna.

Folgende Tiergruppen sind vertreten:

Foraminifera
Cirripedia
Ostracoda
Mollusca
Echinodermata

Die Verteilung der Hauptkomponenten der Fauna, Mollusken und Balaniden, geht aus der graphischen Darstellung Fig. 71 hervor.

Foraminifera.

	IV	III	II	I
Tolypammina cf. *vagans*	.	F	F	F
Quinqueloculina seminulum	.	155	255	340
Miliammina fusca	.	33	35	4
Polymorphina acuta	.	15	8	7
» cf. *compressa*	10	48	44	19
Globulina gibba	2	77	18	4
Nonion labradoricum	.	3	15	2
Elphidium asklundi	32	110	210	180
» *incertum*	66	155	410	330
» » var. *clavatum*	.	.	60	40
» *depressulum*	.	.	.	10
» *hallandense*	12	80	170	180
» *orbiculare*	.	.	40	20
Elphidiella arctica	38	115	205	170
Cibicides lobatula	32	67	39	.
	192	**858**	**1 509**	**1 306**

Anm. *Tolypammina* am reichlichsten in Probe II.

Cirripedia. Das wechselnde Schalengewicht der Balaniden ergibt sich aus Fig. 71. Die Bedeutung der Tatsache, dass Probe III und IV ausschliesslich Balanidenschalen von *Balanus balanus* aufweisen, Probe II ausserdem *B. balanoides* und *B. crenatus* sowie Probe I überwiegend die letztgenannten, wird in Verbindung mit dem Versuch der Altersbestimmung der Ablagerung erörtert.

Verruca strömia kommt nur in Probe I vor (6 Schalenteile).

Ostracoda.

	IV	III	II	I
Cytheridea papillosa	8	.	6 (2)	8 (4)
Cythere lutea	104	193 (6)	320 (12)	420
Hemicythere emarginata	127 (1)	195 (27)	140 (27)	20
» *concinna*	8	.	12	.
Cythereis leioderma	.	.	.	2
Cytheropteron pyramidale	4	.	.	.
	251 (*1*)	**388 (*33*)**	**478 (*41*)**	**450 (*4*)**

Mollusca.

	IV			III			II			I		
	>2	1/2–2	Sa.	>2	1/2–2	Sa.	>2	1/2–2	Sa.	>2	1/2–2	Sa.
Nucula cf. *tenuis*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1 S	**1 S**
Mytilus edulis	F	1 S	**1 S**	1 S	135 S	**136 S**	F	200 S	**200 S**	1 S	920 S	**921 S**
	0,4	*0,8*	*1,2*	*0,8*	*2,3*	*3,1*	*0,4*	*2,5*	*2,9*	*0,5*	*12,5*	*13,0*
	.	.	(9,2)	.	.	(23,4)	.	.	(33,4)	.	.	(35,4)
Dacrydium vitreum	F	.	.	.	1 S	**1 S**	.	1 S	**1 S**	.	2 S	**2 S**
	0,3	.	*0,3*	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Pecten islandicus	.	.	.	3 S	.	**3 S**	.	F	.	.	.	.
Anomia squamula	.	1 S	**1 S**	.	.	.	9 S	.	**9 S**	.	.	.
Astarte ellipt. juv.	F	1 S	**1 S**	2 S	F	**2 S**	.	.	.	.	.	.
	0,1	.	*0,1*	*0,2*	.	*0,2*	.	.	.	.	.	.
Macoma calcarea	.	.	.	.	.	.	1 S	.	**1 S**	.	.	.
	.	.	.	.	.	.	*0,6*	.	*0,6*	.	.	.
Macoma cf. *torelli*	.	3 S	**3 S**	2 S	3 S	**5 S**	4 S	3 S	**7 S**	9 S	30 S	**39 S**
	.	*0,1*	*0,1*	*0,2*	*0,3*	*0,5*	*0,1*	*1,5*	*1,6*	*0,4*	*2,1*	*2,5*
Saxicava arctica	2 S	44 S	**46 S**	5 S	145 S	**150 S**	24 S	305 S	**329 S**	14 S	580 S	**594 S**
	0,8	*4,0*	*4,8*	*0,7*	*7,8*	*8,5*	*1,3*	*20,5*	*21,8*	*1,8*	*14,1*	*15,9*
Mya truncata	1 S	.	**1 S**	.	.	.	F	.	.	.	.	.
	5,8	.	*5,8*	.	.	.	*0,3*	.	*0,3*	.	.	.
Zirphaea crispata	.	.	.	.	.	.	.	1 S	**1 S**	.	.	.
Tonicella marmorea	25 Pl	3 Pl	**28 Pl**	26 Pl	2 Pl	**28 Pl**	29 Pl	4 Pl	**33 Pl**	9 Pl	.	**9 Pl**
	0,3	.	*0,3*	*0,4*	.	*0,4*	*0,4*	.	*0,4*	*0,1*	.	*0,1*
Puncturella noachina	.	3	**3**	2	4	**6**	.	9	**9**	2	2	**4**
	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*
Lepeta coeca	1	.	**1**	2	.	**2**	1	2	**3**	.	.	.
Margarites grönl.	.	4	**4**	.	11	**11**	.	9	**9**	.	.	.
Margarites helicina	.	12	**12**	.	65	**65**	.	21	**21**	.	12	**12**
Mölleria costulata	.	11	**11**	.	21	**21**	.	30	**30**	.	4	**4**
Lacuna divaricata	.	.	.	.	7	**7**	.	15	**15**	.	70	**70**
Cingula castanea	.	.	.	.	1	**1**	.	.	.	.	.	.
Onoba aculeus	.	.	.	.	1	**1**	.	.	.	.	.	.
Homalogyra atomus	.	.	.	.	3	**3**	.	12	**12**	.	27	**27**
Lunatia grönlandica	.	.	.	1	1	**2**	.	.	.	.	.	.
Velutina velutina	.	.	.	.	.	.	.	1	**1**	.	.	.
Trophon sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1	.	**1**
	.	.	.	.	.	.	.	.	.	*0,1*	.	*0,1*
Trophon clathratus	1	3	**4**	.	1	**1**	2	.	**2**	.	.	.
	0,1	.	*0,1*	.	.	.	*0,1*	.	*0,1*	.	.	.
Bela bicarinata	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1	**1**
Diaphana hyalina	.	1	**1**	.	.	.	.	.	.	.	1	**1**
Buccinum sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	F	.	.
	3 S	**50 S**	**53 S**	13 S	284 S	**297 S**	38 S	510 S	**548 S**	24 S	1 533 S	**1 557 S**
	2	**34**	**36**	**5**	**115**	**120**	**3**	**99**	**102**	**3**	**117**	**120**
	7,8	*4,9*	*12,7*	*2,3*	*10,4*	*12,7*	*3,2*	*24,5*	*27,7*	*2,9*	*28,8*	*31,7*
			(20,7)			(33,0)			(58,2)			(67,2)

Anm. Die eingeklammerten Gewichtsangaben bei *Mytilus edulis* geben den der Fraktion $< {}^{1}/_{2}$ mm angehörenden Anteil an; davon abhängige Schluss-Summen ebenso eingeklammert.

Echinodermata. In sämtlichen Proben finden sich Stacheln und in Nr. III auch Schalenplatten. Die letztgenannten gehören zur Gattung *Echinus*.

Die Anzahl der Stacheln in den Proben ist:

Probe IV: 19	Probe II: 825
» III: 280	» I: 345

Sie scheinen ausser von *Echinus* auch von *Strongylocentrotus* zu stammen.

Zum Alter. In dem unteren, tonigen Teil der schalenführenden Schicht kommen Reste einer endobiontischen Schalenfauna vor mit u. a. *Nucula tenuis* und *Astarte elliptica*; die Schalen dieser Arten hängen in mehreren Fällen zusammen. Ausserdem sind Schalen von *Balanus balanus* ziemlich reichlich eingelagert. Dagegen fehlen völlig Spuren von Felsenstrandbalaniden. Diese Verteilung der Balaniden scheint mir anzudeuten, dass das Plateau bei der Entstehung dieses Horizonts unter der Wasseroberfläche gelegen war. Die Wassertiefe über dem Plateau kann jedoch nicht gross gewesen sein, nach den im Horizont in ziemlich grosser Anzahl deponierten Algen-Epibionten zu urteilen (z. B. *Margarites helicina* und *Mölleria costulata*). Die im unmittelbar darüberliegenden Horizont eingetroffene Verschiebung in der Verteilung der Balanidenschalen sowie die gesteigerte Produktion von einigen die *Fjaer*-Algenzone bevorzugenden Epibionten wie *Lacuna divaricata* und *Homalogyra atomus* muss darauf hindeuten, dass die höchsten Partien des Plateaus über die Wasseroberfläche gehoben worden waren. Wenigstens bei einer Meereslage von 147—148 m über der heutigen müssen Klippenstrände in solchem Umfang entstanden sein, dass sich Möglichkeiten für die in dem obersten Teil der Anhäufung festgestellte bedeutende Produktion an *Fjaer*-Balaniden ergaben.

Nach der Strandverschiebungskurve I dürfte eine solche Strandlage etwa 8 700 v. Chr. vorhanden gewesen sein.

Die Aggradation von biogenen Sedimenten scheint um 8 500 v. Chr. abgeschlossen worden zu sein. Während dieser Zeit dürfte nämlich die Geröllschicht des Kegels, während der Erhöhung des Passgebiets der Zufuhrspalte zur Meeresfläche, herabgestürzt worden sein.

Nr. 47 Bräcka.

Lokalangabe. S. 27. Photokarte Buar S. V.: von Fixpunkt 105,26 aus 450 m S 6° O.

Lokalbeschreibung. Die schalenführende Schicht gehört zu einer Progradationsterrasse, die an dem Fuss des östlichen Abhangs eines Felsplateaus gelegen ist (Fig. 73). Sie keilt proximal aus bei 126 m ü. d. M.

Untersuchungsmaterial. Eine Probenserie vom proximalen Teil der Schalenschicht wurde quantitativ analysiert; Analysenmassen je 200 gr (Fig. 74). Auch wurde eine vereinzelte Probe vom distalen Teil der Schicht quantitativ untersucht (Probe 3). Die Verteilung dieser Sedimente wurde bei der grundsätzlichen Erörterung der Entstehungsweise von Progradationsterrassen aufgewiesen und diskutiert (Anm. S. 73). — Daneben wurde eine Anzahl Proben qualitativ durchgesehen.

Die Fauna.

Folgende Tiergruppen sind in der Ablagerung vertreten:

Foraminifera	Mollusca
Cirripedia	Echinodermata
Ostracoda	

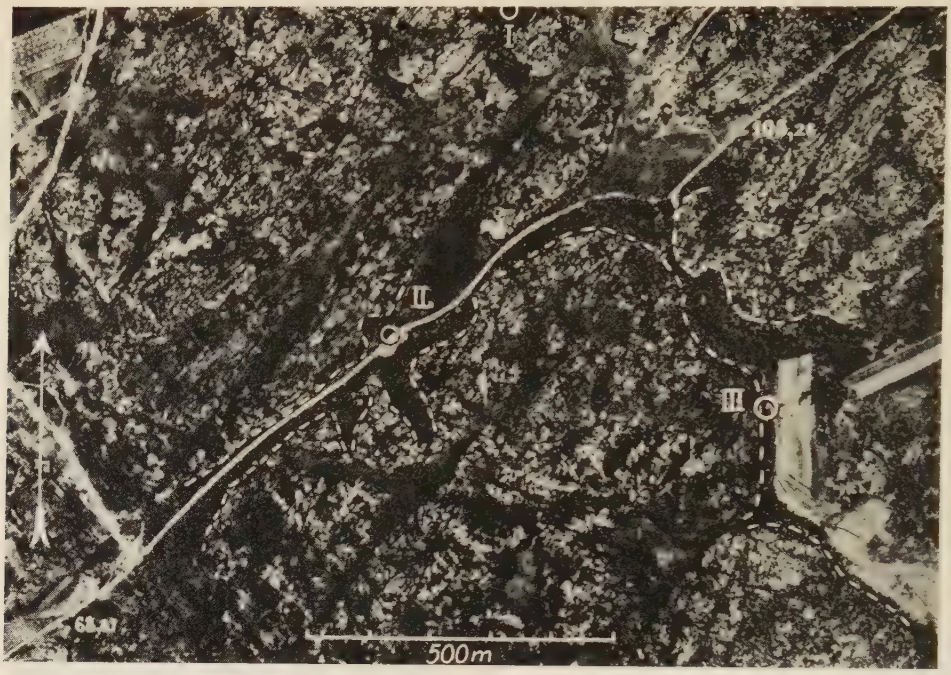


Fig. 72.

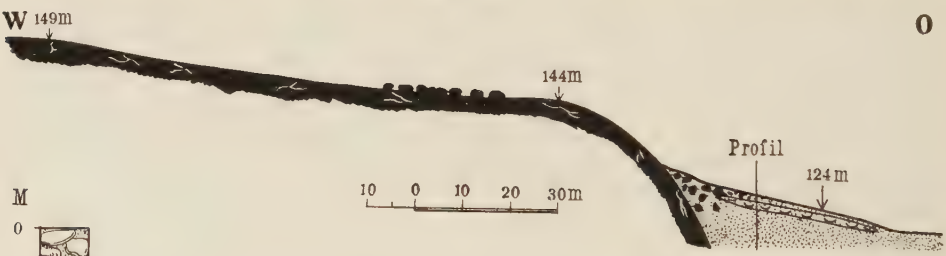


Fig. 73.

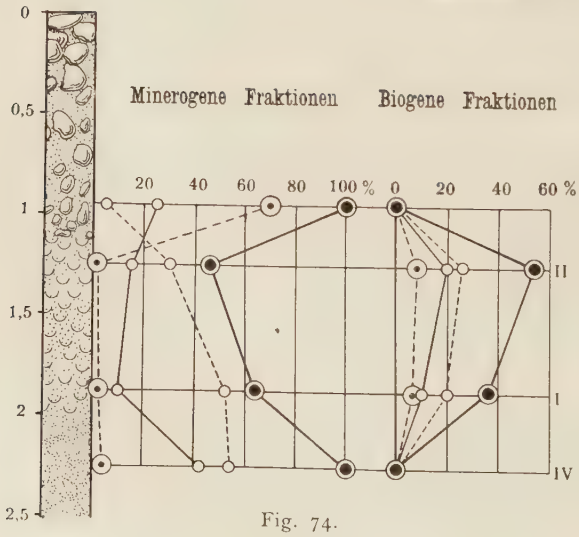


Fig. 74.

Fig. 72. Flugaufnahme. III = Progradationsterrasse Nr. 47 Bräcka, II = Delta Nr. 46 Valbacken II (S. 199) und I = Delta Nr. 44 Valbacken I (S. 204).

Fig. 73. Querschnitt der Progradationsterrasse und des Material liefernden Plateaus.

Fig. 74. Profil und Partikelverteilung. Zeichenerklärung S. 327.

Schalen von Mollusken und Balaniden herrschen vor. Das Verhältnis zwischen dem Schalengewicht der Mollusken und Balaniden $> {}^1/_2$ mm ist folgendes:

I	II	3
1 : 4.47	*1 : 3.71*	*1 : 12.50*

Werden auch Partikel $< {}^1/_2$ mm mitgerechnet, die beinahe ausschliesslich aus Mytilus-Prismen in sehr feinverteilter Form bestehen, erhält man folgende Verhältnisse:

I	II	3
1 : 0.64	*1 : 0,71*	*1 : 2.74*

In den folgenden Artenlisten bezieht sich die Frequenz auf 200 gr Referenzmasse.

Foraminifera.

	I	II	3
Lagena sulcata var. *semistriata*	.	2	2
» *laevis*	4	.	2
» *squamosa*	2	.	.
Globulina gibba	28	8	6
Pyrulina fusiformis	8	6	.
Polymorphina acuta	12	4	2
Sigmomorphina cf. *subulata*	.	2	.
» sp.	.	.	4
Nonion labradoricum	6	16	18
Elphidium asklundi	960	2 500	1 700
» *incertum*	1 440	2 800	1 340
» » var. *clavatum*	100	300	90
» *hallandense*	460	1 900	1 120
» *orbiculare*	80	100	440
» *excavatum*	300	520	80
Elphidiella arctica	720	1 560	960
Virgulina schreibersiana	2	4	.
Discorbis sp.	.	4	.
Cassidulina crassa	.	.	.
Cibicides lobatula	.	2	16
	4 122	**9 728**	**5 780**

Anm. Die *Elphidium*-Arten weisen in mehreren Fällen eine abnorme Ausbildung auf.

Cirripedia. Felsenstrandbalaniden (*B. balanoides* und *B. crenatus*) herrschen vor. Einzelne schwarzgefärbte und von den Wellen bearbeitete Schalen von *B. balanus* kommen gleichfalls vor; sie sind also aus irgendeinem Weichboden ausgespült und sekundär deponiert worden.

Der Gehalt der Schalenschicht an Balanidenschalen geht aus dem untenstehenden Analysenergebnis hervor:

Fraktion	I	II	3
> 2	*5.6 %*	*7.6 %*	*11.1 %*
$1 - 2$	*8.6* »	*14.3* »	*8.9* »
	14,2 %	21,9 %	20,0 %

Ostracoda.

	I	II	3
Cytheridea papillosa . . .	280 (134)	442 (180)	46 (36)
» *punctillata* . . .	4	2	.
Cythere lutea	142 (10)	928 (276)	340 (164)
Hemicythere emarginata . .	24 (12)	28 (12)	16 (6)
» *concinna* . . .	6	4 (2)	6
Cythereis leioderma	.	.	12 (4)
	456 (156)	**1 404 (470)**	**420 (210)**

Mollusca.

	I			II			3		
	>2	1/2–2	Sa.	>2	1/2–2	Sa.	>2	1/2–2	Sa.
Mytilus edulis	F	162 S	**162 S**	2 S	40 S	**42 S**	4 S	34 S	**38 S**
	0,2	*48*	*5,0*	*0,6*	*10,8*	*11,4*	*0,8*	*2,6*	*3,4*
	.	.	*(38,2)*	.	.	*(48,8)*	.	.	*(9,8)*
	.	.	*(43,2)*	.	.	*(60,2)*	.	.	*(13,2)*
Pecten islandicus	.	.	.	.	.	.	.	2 F	.
Astarte banksi	2 S	.	**2 S**	.	.	.	.	.	.
	0,2	.	*0,2*	.	.	.	.	.	.
Macoma calcarea	2 S	.	**2 S**	4 S	.	**4 S**	.	.	.
	0,2	.	*0,2*	*0,4*	.	*0,4*	.	.	.
Saxicava arctica	F	4 S	**4 S**	4 S	46 S	**50 S**	4 S	52 S	**56 S**
	1,0	.	*1,0*	*0,2*	*0,4*	*0,6*	.	*0,4*	*0,4*
Mya truncata	.	.	.	.	2 S	**2 S**	.	.	.
	.	.	.	.	*0,4*	*0,4*	.	.	.
Zirphaea crispata	.	.	.	.	2 S	**2 S**	.	.	.
	.	.	.	.	*0,2*	*0,2*	.	.	.
Tonicella rubra	.	.	.	2	.	**2**	.	.	.
Margarites helicina	.	.	.	.	.	.	.	2	2
Lacuna divaricata	.	.	.	.	.	.	.	20	20
Littorina littorea	.	2	2	.	6	**6**	6	64	**70**
	.	.	.	.	.	.	*0,2*	*0,2*	*0,4*
Onoba aculeus	.	.	.	.	.	.	.	34	34
Homalogyra atomus . . .	.	.	.	.	.	.	.	14	14
Trophon sp.	.	.	.	.	.	.	2 F	.	.
	.	.	.	.	.	.	*0,2*	.	*0,2*
	4 S	**166 S**	**170 S**	**10 S**	**90 S**	**100 S**	**8 S**	**86 S**	**94 S**
		2	**2**	**2**	**6**	**8**	**6**	**134**	**140**
	1,6	*4,8*	*6,4*	*1,2*	*11,8*	*13,0*	*1,2*	*3,2*	*4,4*
			(44,6)			*(61,8)*			*(14,2)*

Anm. Die eingeklammerten Zahlen bei *Mytilus edulis* geben den der Fraktion <1/2 mm angehörenden Anteil an; davon abhängige Schluss-Summen ebenso eingeklammert.

Echinodermata. In Probe II 30 Stacheln von regulären Seeigeln.

Zum Alter. Der untere Teil des schalenführenden Horizonts, der durch Probe I vertreten ist, enthält Schalen von »gekammerten« Balaniden bis zu 14,2 % des Gesamtgewichts der Probe. Da diese Organismen *Fjaer*-Formen darstellen, deutet dies darauf hin, dass gewisse höher gelegene Partien des Sediment produzierenden Plateaus zur Zeit der Entstehung des unteren Teils der Schalenschicht über der Meeresfläche gelegen waren. Bei einer Strandlage von ungefähr 147–148 m über der heutigen dürften sich auf dem Plateau so aus-

gedehnte Klippengestade befunden haben, dass eine Produktion von Schalen der Felsenstrandbalaniden, die der im unteren Teil der Schalenschicht wahrgenommenen entsprach, zustande kommen konnte.

Nach der Strandverschiebungskurve I dürfte eine derartige Strandlage dort etwa 8700 v. Chr. bestanden haben.

Die Frequenzerhöhung der Balanidenschalen auf 21,9 % des totalen Gewichtes der Probe im oberen Teil der Schalenschicht (Probe II) bezeugt, dass die Länge der Klippenstrände des Plateaus während des fortgesetzten Steigens über die Meeresfläche ständig zugenommen hat. Die biogene Sedimentationsphase scheint indessen ziemlich bald dadurch abgeschlossen worden zu sein, dass die Brandung die minerogenen Residualsedimente des Plateaus über die Schalenschicht hinabgespült hat; dies muss spätestens bei einer Strandlage von ca. 144 m über der jetzigen stattgefunden haben (vgl. Fig. 73), d. h. nach der ebenerwähnten Strandverschiebungskurve, um 8500 v. Chr. herum.

Nr. 149 Liane.

Lokalangabe. S. 29. Photokarte Bön S. V.: von Fixpunkt 100,21 aus 750 m S 12° O.

Lokalbeschreibung. Die Ablagerung ist in einem engen NW—SO-Spaltental unmittelbar SO einer kombinierten Sohlen- und Seitenverengung desselben gelegen; sie scheint als ein Delta zustande gekommen zu sein. Ihre Höhe beträgt 102 m ü. d. M.

Die Grundmasse der Anhäufung ist Ton; er ist in den oberen Teilen schalenarm, doch in den unteren schalenreicher. Die Schalen der meisten Muscheln

Fig. 75. Flugaufnahme. Kreise = marine Schalendeposita mit *Balanus hameri*-Fauna.

hängen zusammen; ihr Periostracum ist meistens gut erhalten. Die Seitenwände und Bodenplatten der Balaniden hängen nicht selten zusammen.

Die Analyse einer Probe zeigte folgende Verteilung der minerogenen und biogenen Partikel:

	> 2	1/2–2	< 1/2	Sa.
Minerogene Partikel	0,3 %	0,2 %	65,6 %	66,1 %
Biogene »	31,9 »	0,6 »	1,4 »	33,9 »
	32,2 %	0,8 %	67,0 %	100,0%

Untersuchungsmaterial. Infolge der Gleichförmigkeit der zugänglichen Teile der Ablagerung wurde nur eine Probe untersucht; ihr Gewicht belief sich auf 625 gr.

Die Fauna.

Überreste folgender Tiergruppen wurden beobachtet:

Foraminifera
Spongia
Polychaeta
Cirripedia
Ostracoda
Mollusca
Bryozoa
Echinodermata

Unter diesen herrschen Balaniden und Mollusken vor. Ihr jeweiliger Anteil am Gesamtgewicht der Probe ist in Gewichtsprozenten ausgedrückt:

	> 2	1/2–2	Sa.
Molluskenschalen . . .	20,5	0,1	20,6
Balanidenschalen . . .	11,2	0,5	11,7
	31,7	0,6	32,3

Die Fraktion < 1/2 mm besteht aus Detritus von Mollusken- und Balanidenschalen wie auch aus Foraminiferen und Ostracoden.

Polychäten- und Echinodermenreste betragen je 0,1 Gewichtsprozent der Fraktion > 2 mm. In den folgenden Artenlisten bezieht sich die Anzahl auf 1 000 gr Referenzmasse.

Foraminifera. Zur Probe zählten folgende Arten:

Miliammina fusca	11	*Elphidium hallandense*	171
Triloculina subrotunda	2	» *orbiculare*	6
Pyrgo cf. *elongata* var.	5	» *asklundi*	85
Dentalina sp.	2	» *incertum*	110
Lagena laevis	11	» » var. *clavatum*	16
» *globosa*	8	» *depressulum*	6
» » var. *caudigera*	6	*Elphidiella arctica*	155
» *squamosa*	14	*Bulimina ellipsoides*	6
elegantissima	10	*Virgulina schreibersiana*	18
Polymorphina cf. *compressa*	5	» *davisi*	8
Globulina gibba	6	*Cassidulina crassa*	11
Nonion labradoricum	110	*Cibicides lobatula*	10
Nonionella turgida	2		794

Spongia. 3 Ex. von *Amphilectus fucorum*.

Polychaeta. 117 Exemplare von *Spirorbis borealis*, 5 von *S. granulatus*. Daneben wurden auch *S. spirillum* und *S. vitreus* beobachtet.

Cirripedia. Balanidenschalen > 2 mm bilden, wie oben erwähnt, 11,2 % des Gesamtgewichtes der Probe. Diese Menge verteilt sich auf folgende Arten:

Balanus balanus	8,0 %	(8 ganze Schalenkränze)
» *hameri*	3,0 »	(12 » »)
» *crenatus*	0,2 »	(Fragment)
	11,2 %	

Die Fraktionen < 2 mm enthalten nur Fragmente dieser Arten.

Ostracoda.

Cyprideis sorbyana	43	*Hemicythere concinna*	45
Cytheridea papillosa	258 (20)	*Cythereis tuberculata*	6
» *punctillata*	24	» *dunelmensis*	2
Cythere lutea	5	» *leioderma*	14
Hemicythere emarginata	51	*Cytheropteron pyramidale*	22 (6)
			470 (26)

Mollusca.

	> 2		1–2		Sa.	
Mytilus edulis	3 S	6,7	3 S	0,2	6 S	6,9
Pecten islandicus	3 S	53,3	F	0,2	3 S	53,5
Astarte banksi	2 S	1,8	2 S	.	4 S	1,8
Thyasira gouldii	.	.	F	.	.	.
Macoma calcarea	5 S	1,0	2 S	0,2	7 S	1,2
Saxicava arctica	16 S	62,1	14 S	0,5	30 S	62,6
Mya truncata	11 S	77,0	.	.	11 S	77,0
Puncturella noachina	.	.	2	.	2	.
Lepeta coeca	8	0,6	.	.	8	0,6
Cingula castanea	.	.	3	.	3	.
Lunatia grönlandica	.	.	F	.	.	.
Trophon clathratus	5	2,2	2	.	7	2,2
» *truncatus*	5	0,6	.	.	5	0,6
Gastropoda sp. juv.	.	.	8	.	8	.
	40 S 18	205,3	21 S 15	1,1	61 S 33	206,4

Ausser den ebengenannten Arten wurden in qualitativen Proben beobachtet:

Tonicella marmorea	(1 Schalenplatte)
Margarites cinerea	(2 Schalen)
Buccinum undatum var. *fragilis*	(1 Schale)
Velutina velutina	(1 »)

Bryozoa. Die grösseren Mollusken- und Balanidenschalen sind reichlich mit Kolonien von Bryozoen bewachsen. Diese gehören folgenden Arten an: *Porella patula, Porella* cf. *concinna, Microporella ciliata* var., *Eschorella* cf. *abyssicola* und *Harmeria scutulata.*

Echinodermata. Schalenplatten und Stacheln von wahrscheinlich *Strongylocentrotus dröbakiensis* (Gesamtgewicht 1,3 gr = 0,1 Gewichtsprozent, 178 Stacheln).

Zum Alter. Die typischsten Konstituenten unter den biogenen Bestandteilen sind Schalen von *Balanus hameri.* Diese Art kommt in der Gegend von Liane nicht selten in schalenführenden Schichten vor. Sie ist z. B. reichlich sowohl an der Lokalität Nr. 145 Dalen (93 m ü. d. M.) wie Nr. 150 Island (103 m ü. d. M.) durch gut entwickelte Schalen vertreten.

Die Ursache der Entstehung dieser Schalenfauna bilden sicher Reaktionsströme mit geeignetem Nahrungsgehalt und günstiger Salinität (vgl. Odhner 1930). Das reichliche Vorkommen von Epiformen (besonders Bryozoen und Polychäten der Gattung *Spirorbis*) bezeugt auch, dass die Wasserzirkulation sehr gut war.

Die Balanidenschalen sind besonders gross und bei Dalen dicht mit *Spirorbis*-Röhren besetzt, doch liegt dieses an einer solchen Stelle, wo man eine besonders lebhafte Wasserzirkulation erwarten konnte, nämlich an der Kreuzung zweier Vorzeitsunde, von denen jeder offensichtlich einen Reaktionsstrom aufwies.

Wie früher erwähnt, haben Reaktionsströme die Entstehung der grossen Uddevallabänke (S. 12) veranlasst. Es will mir als sehr wahrscheinlich vorkommen, dass das gleiche Reaktionsstromsystem die Ursache des reichlichen Vorkommens von *Balanus hameri*-Schalen sowohl in der Gegend von Uddevalla als der von Liane-Dalen-Island war. Topographische Hindernisse für die Entstehung solcher Ströme im letzteren Gebiete sind nicht vorhanden. Ablagerungen mit *Balanus hameri*-Schalen treten auch an mehreren Stellen zwischen diesen beiden Gebieten auf, z. B. am See Vassbotten, der an der westlichen Mündung eines Vorzeitsundes zwischen der Väner-Senke und dem Westmeer liegt. (Die Seen Ostersjö, Ellnesjö, Viksjö und der See Vassbotten liegen in dem Tal, das den früheren Sund bildete.) Die Fundorte Liane, Dalen und Island wollen mir mit andern Worten nach den bisher angestellten Beobachtungen als die am weitesten im N beobachteten Ausläufer dieser durch Reaktionsströme hervorgerufenen subfossilen Fauna erscheinen, die in Mittel-Bohuslän sehr allgemein verbreitet gewesen zu sein scheint — der grossen Häufigkeit nach zu urteilen, in der die Schalen dieser Fauna in den dort befindlichen Schalenanhäufungen auftreten.

Bei der Erörterung des Alters der Schalenablagerung bei Liane hat man demnach vor allem zu erforschen, ob während einer Periode der spätglazialen Zeit hier besondere Möglichkeiten zur Erzeugung von Reaktionsströmen vorlagen. Bevor der Baltische Eissee durch die letzte Ablassung am Nordrand des Berges Billingen in dauerhaftere Verbindung als früher mit dem Westmeer trat, dürften in Mittel-Bohuslän kaum Möglichkeiten für die Entstehung der fraglichen Reaktionsströme bestanden haben.[1] Odhner (1927, S. 79) hat als wahrscheinlich hervorgehoben, dass die Uddevallabänke zur Zeit des Väner-Fjärds gebildet wurden, wo durch den damaligen Vänersborg-Uddevalla-Sund grosse Wassermengen dem Westmeer zugeführt wurden. Es wirkt auch sehr wahrscheinlich, dass die Entstehung der N von Uddevalla beobachteten Schalenablagerungen mit Schalen von *Balanus hameri* mit Reaktionsströme erzeugenden Ausflüssen vom Väner-Fjärd zum Westmeer durch nördlicher gelegene Sunde in Verbindung steht.

Bezüglich der erörterten Ablagerung bei Vassbotten wurde erwähnt, dass sie an der Mündung eines Vorzeitsundes in einem gut markierten, hauptsächlich O—W verlaufenden Tal gelegen ist. In solchen Fällen lässt sich wenigstens theoretisch der wahrscheinliche Zeitpunkt für das Aufhören des Reaktionsstroms und damit auch das Aussterben der *Balanus hameri*-Fauna berechnen, nämlich durch Feststellung des Zeitpunkts, wo sich die Pass-Schwelle des Sundes über die Meeresfläche erhob. Die Ablagerungen bei Liane, Dalen und Island sind dagegen nicht an der Mündung eines Tallaufs gelegen, der in direkter Verbindung mit der Väner-Senke steht. Wahrscheinlich haben die Wassermassen, welche die dort während des Auftretens der *Balanus hameri*-Biozönose vorkommenden Reaktionsströme erzeugten, ihren Weg vom Dalsland-Teil des Väner-Fjärds zum Westmeer über mehrere zwischen Rölanda und Färgelanda beginnende altzeitliche Sunde gesucht (siehe das topographische Blatt Fjällbacka).

[1] Nach Sauramos Darstellung hätte der Baltische Eissee schon früher Abzapfungen am Billingen erfahren (von B III bis G und von B V bis Y 1). Diese Abflüsse waren jedoch nur von kurzer Dauer und ihre Reaktionsströme dürften kaum die Entstehung der fraglichen Faunen veranlasst haben.

Es lässt sich unmöglich näher entscheiden, wann die *Balanus hameri*-Biozönose bei Liane ausstarb. Wir können nur annehmen, dass dies viel früher stattfand als die Erhebung der Ablagerung in Strandlage (nach der Strandverschiebungskurve II um 7500 v. Chr.). Für die Beibehaltung von Reaktionsströmen in der Grösse, die im vorliegenden Fall bestanden haben muss, dürfte nämlich eine nicht allzu geringe Wassertiefe vonnöten gewesen sein; die Mächtigkeit der den Reaktionsstrom erzeugenden Süsswasserschicht dürfte meiner Auffassung nach notwendig um ein Mehrfaches grösser gewesen sein als die vertikale Mächtigkeit des Reaktionsstroms.

Nach der besagten Strandverschiebungskurve war der Wasserstand an der Ablagerungsstelle zu Ende der Gotiglazial-Zeit[1], d. h. beim frühesten Auftreten der *Balanus hameri*-Fauna, ungefähr 15 m (Strandlage zu Ende der Gotiglazial-Zeit etwa 115 m, Höhe der Lokalität 102 m ü. d. M.); unter Berücksichtigung des eben über die zur Beibehaltung des Reaktionsstroms erforderliche Tiefe gesagten, möchte ich annehmen, dass die Wassertiefe nicht eher beträchtlich abnahm, bevor das ausströmende Wasser nicht mehr ausreichte, um die für die *Balanus hameri*-Fauna nötigen Reaktionsströmungen zu erzeugen.

Sonach möchte ich die subfossile Schalenfauna bei Liane als aus dem frühesten Abschnitt der Finiglazialzeit herrührend ansehen.

Nr. 49 Alemarken.

Lokalangabe. S. 27. Photokarte Buar S. V.: von dem obersten Teil des »A« in Alemarken aus 600 m S 71° W.

Lokalbeschreibung. Die Ablagerung ist als Progradationskegel ausserhalb der nordöstlichen Mündung einer SW—NO-Spalte abgesetzt worden (Fig. 76). Diese Spalte liegt einige dreissig Meter über dem grösseren NW—SO-Tal, worin sie mündet. — Das Passgebiet der Zufuhrspalte befindet sich etwa 135 m ü. d. M. Die höchsten beobachteten schalenführenden Teile des Progradationskegels liegen in einer Höhe von 126 m.

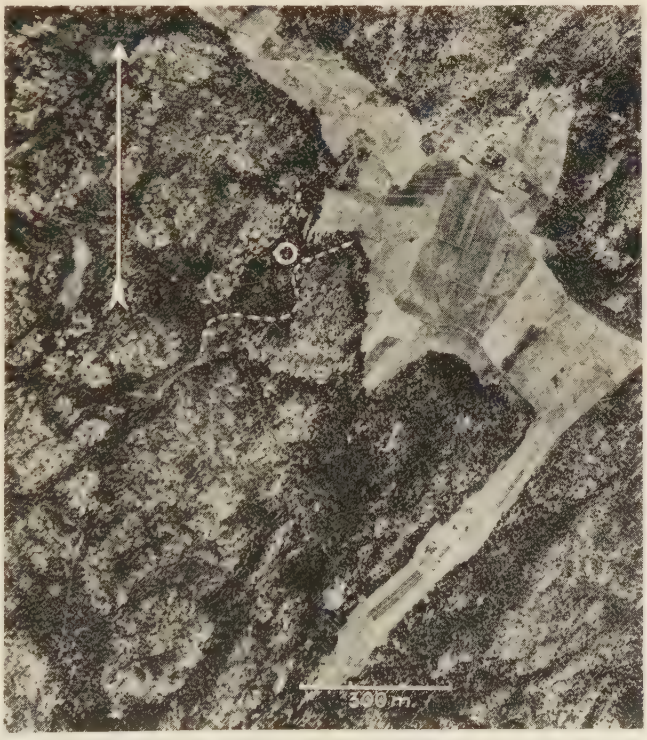


Fig. 76. Flugaufnahme. Der Kreis = Progradationskegel.

[1] Gotiglazial-Zeit nach De Geer und Sauramo (vgl. Fig. 115).

Der unterste Teil der Schichtenreihe besteht aus schalenführendem Ton. Hierüber folgt eine Schicht mit feinem, etwas schalenführendem Sand (ca. 2 m). Die darüberliegenden Partien bestehen aus konkordant geschichteten Lagerungen (»foresets«) von grobem Material, die unter einem Winkel von etwa 20° nach NO abfallen. Dieser Teil der Schichtenreihe weist ein ziemlich reichliches Vorkommen von Schalen auf. Die oberste Schicht besteht aus Sand mit eingelagerten kleineren Blöcken; sie ist nur im unteren Teil schalenführend.

Untersuchungsmaterial. Durch Grabung wurde ein 6 m hohes Profil durch den Kegel blossgelegt. Die zu unterst liegenden Teile der Schichtenreihe konnten nicht an der Stelle untersucht werden, wo das Profil aufgenommen wurde, doch war dies in einer unmittelbar angrenzenden Bachschlucht möglich, wo der schalenführende Ton zutagetrat. — Das Gewicht der quantitativ analysierten Proben wechselte zwischen 200 und 1 000 gr.

Die Fauna.

Überreste folgender Tiergruppen sind beobachtet worden:

Foraminifera	Ostracoda
Spongia	Mollusca
Cirripedia	Echinodermata

Die Hauptkomponenten der Fauna sind Mollusken und Balaniden. Die Frequenzkurven (Fig. 77) geben ihr prozentuelles Verhältnis in Fraktionen zum Gesamtgewicht der Schalenmasse wieder. — Die Artenanzahl bezieht sich auf eine Referenzmenge von 200 gr.

Foraminifera.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Tolypammina cf. *vagans*	.	.	.	F	.	F	F	F	.	F
? *Jaculella* sp.	.	.	.	1	.	.	.	.	.	.
Quinqueloculina seminulum	.	1	.	1	4	29	7	7	14	8
Miliammina fusca	39	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Polymorphina cf. *compressa*	.	11	.	.	.	.	.	4	2	.
Globulina gibba	.	6	.	.	.	4	.	2	.	.
Nonion labradoricum	60	.	.	.	1	.	.	.	.	.
Elphidium asklundi	23	40	1	1	7	11	.	13	1	3
» *incertum*	31	100	.	1	9	16	2	29	.	1
» » v. *clavatum*	5	6	.	.	.	2	.	.	.	.
» *orbiculare*	6	4	.	.	.	2	1	.	.	.
» *hallandense*	13	20	.	.	.	6	.	4	.	2
Elphidiella arctica	29	75	1	2	11	18	3	7	2	4
Cibicides lobatula	20	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	226	**263**	**2**	**6**	**32**	**88**	**13**	**66**	**19**	**18**

Anm. *Tolypammina* cf. *vagans* am reichlichsten in Probe VI.

Spongia. In Probe I ein Ex. von *Amphilectus fucorum*.

Cirripedia. Es herrscht ein ausgeprägter Gegensatz in der Frequenz der Balanidenarten einerseits im schalenführenden Ton (Probe I) und andererseits in den konkordanten Schichten, indem *B. balanus* in der ersteren allein vorkommt, aber *B. balanoides* und *B. crenatus* in den letzteren stark dominieren.

Verruca strömia kommt in sämtlichen Proben ausser in I und III vor. Die Frequenz der Schalenteile in den übrigen ist:

	II	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Schalenteile (½–2)	9	5	11	16	9	2	10	6

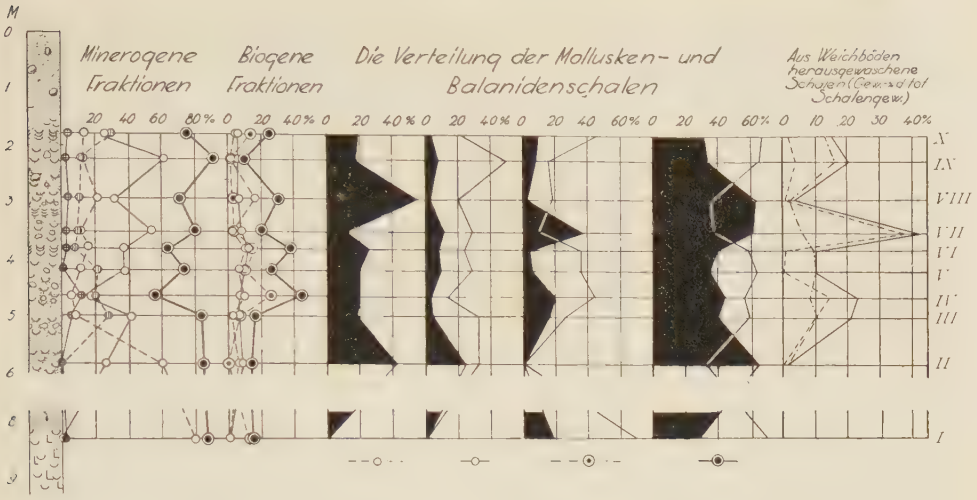


Fig. 77. Profil und Partikelverteilung. Zeichenerklärung S. 327.

Ostracoda.

	I	II	IV	V	VI	VIII	X
Cytheridea papillosa . . .	4	3	.	1	1	.	.
Cythere lutea	1	140 (1)	1	3	20 (5)	44 (4)	1
Hemicythere emarginata . .	1	13	.	.	4 (1)	9 (2)	.
» *concinna* . . .	18	.	.	.	.	1	.
Cytheropteron pyramidale .	1	.	.	.	.	.	.
	25	**156 (1)**	**1**	**4**	**25 (6)**	**54 (6)**	**1**

Anm. Probe III, VII und IX sind ohne Ostracoden.

Mollusca (Siehe Tabelle S. 182).

Es wurden vereinzelte Funde von folgenden Arten gemacht:

Pecten islandicus	Probe IX	(1 Fragm. 0,1 gr)
	» VII	(1 »)
	» IV	(1 »)
	» II	1 »)
Thyasira gouldii	» I	1 Schale)
Macoma balthica	» VIII	(1 » , 0,4 gr)
Tonicella marmorea	» X	1 Fragm.
	» VIII	(1 »)
	» IV	1 Schalenplatte)
	» III	(4 Fragm.)
	» I	1 Schalenplatte)
» *rubra*	» V	(1 Endplatte)
Puncturella noachina	» VI	(1 Schale)
	» V	1 »
Acmaea virginea	» VII	1 Fragm.)
Margarites grönlandica	» IV	1 »)
	» I	(1 Schale
Littorina obtusata	» X	(1 »)
	» VII	2 Fragm.)
	» IV	1 Schale)

Lacuna divaricata	Probe V	(2 Fragm.)
	» IV	(1 Schale)
	» II	(1 Fragm.
Homalogyra atomus	» X	(1 Schale)
	» VI	(3 Schalen)
	» V	(1 Schale)
Trophon sp.	» I	(1 Fragm.)

Mollusca.

		Mytilus edulis	*Macoma calcarea*	*Saxicava arctica*	*Mya truncata*	*Littorina littorea*	*Marg. helic.* juv.	*Onoba aculeus* juv.	Sa.
X	> 2	3 F 0,1	. .	1 S 3,7	1 S 1,0	. .	.	.	
	1/2–2	18 S 1,7	. .	8 S 0,3	. .	6 .	3	3	
		18 S 11,1 (9,3)		9 S 4,0					28 S 12 *16,1*
IX	> 2	1 S 0,2	. .	12 F 0,6	7 F 0,7	. .	.	.	
	1/2–2	12 S 1,3	. .	4 S 0,2	. .	8 .	2	.	
		13 S 5,3 (3,8)		4 S 0,8					17 S 10 *6,8*
VIII	> 2	1 F 0,1	. .	1 F 0,8	1 F 0,7	2 .	.	.	
	1/2–2	6 S 1,1	. .	14 S 0,7	. .	8 .	10	4	
		6 S 34,5 (33,3)		14 S 1,5		10 0,1			20 S 24 *36,8*
VII	> 2	12 F 0,3	2 F 0,1	12 F 0,5	1 S 14,7	. .	.	.	
	1/2–2	34 S 3,8	2 F .	19 F 0,9	. .	9 .	8	3	
		34 S 8,6 (4,5)		1,4					35 S 20 *24,8*
VI	> 2	1 S 0,4	1 F 0,2	7 S 2,1	2 F 0,3	1 .	.	.	
	1/1–2	38 S 4,5	1 F 0,1	122 S 2,0	. .	57 .	72	5	
		39 S 24,2 (19,3)	0,3	129 S 4,1		58 0,4			168 S 135 *29,3*
V	> 2	6 F 0,2	1 F 0,1	40 F 3,2	. .	1 .	.	.	
	2/2–2	21 S 3,5	1 F .	36 S 1,5	. .	17 .	3	3	
		21 S 14,4 (10,7)		36 S 4,7		18 0,2			57 S 24 *19,4*
IV	> 2	1 S 0,5	1 F 0,2	2 S 2,5	2 S 14,1	1 .	.	.	
	1/2–2	14 S 3,0	1 F 0,1	3 S 0,2	. .	2 .	1	1	
		15 S 19,8 (16,3)	0,3	5 S 2,7		3 0,1			22 S 5 *37,0*
III	> 2	10 F 0,3	1 F 0,1	28 F 2,0	1 S 3,0	6 .	.	.	
	1/2–2	12 S 1,5	2 F 0,1	2 S 0,1	. .	. .	.	1	
		12 S 8,1 (6,3)	0,2	2 S 2,1					15 S 7 *13,4*
II	1/2–2	29 S 4,0	. .	43 S 2,1	. .	21 0,1	17	11	
		16,0 (12,0)							72 S 49 *18,2*
I	> 2	. .	1 S 0,7	3 S 7,0	1 F 0,3	. .	.	.	
	1/2–2	1 F .	. .	. .	. .	. .	1	.	4 S 1 *8,0*

Anm. Die eingeklammerten Ziffern in der Schlussumme für *Mytilus edulis* bezeichnen das Gewicht der biogenen Fraktion $< 1/2$ mm. Diese Fraktion besteht nämlich beinahe ausschliesslich aus zerriebenen *Mytilus*-Schalen.

Echinodermata. In sämtlichen Proben kommen Stacheln von regulären Seeigeln vor (*Echinus* oder *Strongylocentrotus*). Die Anzahl schwankt zwischen 16 und 63.

Zum Alter. Bei der Erörterung des Alters der Ablagerung dürfte man am geeignetsten mit ihren jüngsten Teilen beginnen, die gleich vor der Er-

höhung des Passgebiets der Zufuhrspalte in Meereshöhe deponiert worden sein müssen. Nach der Strandverschiebungskurve I dürfte dies Ereignis ungefähr 8000 v. Chr. eingetroffen sein.

Die Altersbestimmung der untersten, konkordanten Schichten wird durch den Umstand erleichtert, dass die Einlagerung von Balanidenschalen vom Typ *B. balanoides-crenatus* gerade in diesen Schichten begonnen worden war; zuvor waren von Balanidenschalen nur solche von *Balanus balanus* in der Ablagerung deponiert worden. Dies deutet darauf hin, dass ziemlich ausgedehnte Klippengebiete auf dem Plateau bei der Entstehung der unteren konkordanten Schichten in Strandlage geraten waren. Bei einer Strandlage von 140—142 m dürften Möglichkeiten für die Existenz derartiger Balanidenbiotope auf dem Plateau vorhanden gewesen sein. Nach der ebengenannten Strandverschiebungskurve wäre dies ein paar Jahrhunderte vor der Deponierung der obersten Schicht des Progradationskegels eingetroffen.

Ein Altersansatz des untersten beobachteten Teiles der Schichtenserie, des schalenführenden Tones, ist mit grosser Unsicherheit verknüpft. Wie gerade erwähnt, fehlen darin Schalen von Balanidenformen der Klippenstrände; unter den Balaniden kommt nur *Balanus balanus* vor. *Littorina littorea* ist nicht vertreten, und von *Mytilus edulis* wurde nur ein Fragment beobachtet. Solche Daten geben an, dass das Plateau bei der Deponierung des oberen Teils der Tonschicht — aus dem die analysierte Probe stammt — in seiner Gesamtheit unter der Wasseroberfläche lag; in welcher Tiefe, ist dagegen unmöglich zu entscheiden. Der in granulometrischer Beziehung gleichmässige Übergang von diesem Horizont zu dem darüberliegenden Feinsand gibt indessen an, dass die glazigenen Sedimente des Plateaus gerade im Begriff waren, dem kräftigeren Mobilisierungsprozess ausgesetzt zu werden, der später bei der Entstehung des konkordant geschichteten Teils des Kegels seine höchste Intensität erreichte. Der Wasserstand hat zwar während der Quartärzeit über den Teilen des Plateaus, von denen die zum Kegel gehörenden Partikel grösstenteils herstammen, etwa 25 m nicht überstiegen, in welcher Tiefe sehr mobilisierungsfähige Kräfte vorhanden gewesen sein dürften (nach den Messungsergebnissen über die Stromgeschwindigkeit in Bohuslän zu urteilen, die ich auf S. 52 f. erwähnt habe), doch scheint es kaum glaubhaft, dass besonders kräftige Mobilisierungsprozesse so unmittelbar nach dem Rückzug des Eises aus der Gegend von Alemarken eingesetzt haben. Das Plateau muss nämlich noch eine Zeitlang nicht unbedeutende Teile seines Mantels an Feinsinkstoffen bewahrt haben, nach den bedeutenden Mengen dort erzeugter Schalen von endobiontischen Weichbodenformen zu schliessen, die später während des intensiven Abschnitts des Mobilisierungsprozesses vor allem in den konkordanten Schichten des Kegels angereichert wurden, woraus sich ergibt, dass die Mobilisierung, wenigstens so lange diese Formen lebten, keinen ausserordentlich bedeutenden Umfang angenommen hat. Nach einer Verringerung der Tiefe um 10—15 m will es mir doch höchst wahrscheinlich vorkommen, dass das Sedimentdepot des Plateaus einer Detraktion solchen Umfangs ausgesetzt werden konnte, dass sie sich in der, unmittelbar über dem Ton beginnenden Sandeinlagerung erkennen lässt. Falls diese Annahme richtig ist, würde der obere Teil der Tonschicht um 9000 v. Chr. herum deponiert worden sein.

Nr. 18 Lövkas.

Fig. 78. Flugaufnahme. S = Schalenablagerung Nr. 18 Lövkas, D = Delta Nr. 13 Finnpo, T = Progradationsterrasse Nr. 16 Släpardalen II, B = Delta Nr. 15 Släpardalen I.

Lokalangabe. S. 26. Photokarte Näsinge S.-O.: von dem »D« in Dalarna aus 525 m W.

Lokalbeschreibung. Die Ablagerung, die von sehr geringem Umfang ist,[1] liegt 133 m ü. d. M. Sie befindet sich am Fuss einer kleineren, etwas langgestreckten Felsenkuppe, die im Schnittpunkt vieler Spalten gelegen ist (Fig. 78). Die Felsplateaus der nächsten Umgebung erreichen 137—143 m ü. d. M.

Ein Teil der schalenführenden Ablagerung liegt SO der erwähnten kleineren Bergkuppe und kann am ehesten als eine diminutive Terrasse betrachtet werden, welche die schalenführende Schicht als eine im Querschnitt linsenförmige Ablagerung einschliesst (Fig. 79). Die Partikelverteilung der Schalenschicht ist folgende:

	> 2	$^1/_2$—2	< $^1/_2$	Sa.
Biogene Partikel	*38,0 %*	*16,3 %*	*7,7 %*	*62,1 %*
Minerogene »	*4,6 »*	*21,5 »*	*12,2 »*	*38,3 »*
	42,6 %	37,8 %	19,9 %	100,4 %

Zwischen der Felsenkuppe und dem Plateau 137 m finden sich Reste einer ursprünglich grösseren Schalenablagerung.

Untersuchungsmaterial. Eine Probe im Gewicht von 537 gr aus der »diminutiven« Schalenbank wurde analysiert. Ausserdem wurden qualitative Proben (insgesamt 2 335 gr) teils von dieser Schicht und teils von der zerstörten Schalenschicht NW der Bergkuppe untersucht.

[1] Gewisse Teile der Ablagerung wurden schon vor langer Zeit weggeführt.

Die Fauna.

Die vertretenen Tiergruppen sind:

Foraminifera
Cirripedia
Ostracoda
Mollusca
Echinodermata

Die Hauptbestandteile bilden Mollusken- und Balanidenschalen (24,3 bzw. 75,4 Gewichtsprozent; die restlichen 0,4 % werden zum grössten Teil von Echinidenresten gebildet).

In den folgenden Artenlisten bezieht sich die Anzahl auf 1 000 gr Referenzmasse.

Foraminifera. In der quantitativen Probe liessen sich keine Arten wahrnehmen, doch wurden bei qualitativer Analyse folgende angetroffen:

Quinqueloculina seminulum
Polymorphina cf. *compressa*
Globulina gibba
Elphidium asklundi
» *incertum*
» *depressulum*
» *orbiculare*
Elphidiella arctica

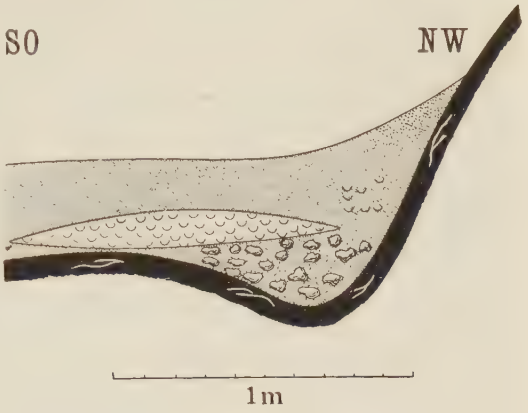


Fig. 79. Querschnitt der kleinen schalenführenden Terrasse.

Cirripedia. Die Balanidenschalen gehören teils zu *B. balanus*, teils zu *B. balanoides-crenatus* und zwar in dem Gewichtsverhältnis 54 : 46.

In der Balanidenfraktion > 2 mm — 80 % des Gesamtgewichts — überwiegt *B. balanus* mit 70 Gewichtsprozent; bei 8 grösseren Exemplaren hängen Schalenkranz und Boden zusammen.

In der Fraktion ½–2 mm ist dagegen die Vorherrschaft der »gekammerten« Balaniden beinahe unbestritten. Diese Schalen finden sich nur in zerbrochenem Zustand. *Verruca strömia* wird durch zwei Schalen vertreten.

Ostracoda.

Cythere lutea . . . . . 17 Schalen
Hemicythere emarginata . . . . . 4 »

Mollusca.

	> 2		½–2		Sa.	
Mytilus edulis	.	.	.	*14,3*	.	14,3
Pecten islandicus	F	*0,3*	F	.	.	0,3
Astarte elliptica	.	.	F	.	.	.
Macoma calcarea	2 S	.	4 S	.	6 S	.
Saxicava arctica	149 S	*14,2*	168 S	*8,5*	317 S	22,7
Mya truncata	13 S	*14,0*	4 S	*6,5*	17 S	*20,5*
Tonicella marmorea	19 Pl	.	7 Pl	*0,3*	26 Pl	0,3
» *rubra*	17 Pl	.	.	.	17 Pl	.
Acmaea virginea	4	.	.	.	4	.
Margarites helicina	.	.	272	*0,2*	272	0,2
Mölleria costulata	.	.	2	.	2	.
Lacuna divaricata	2	.	32	.	34	.
Littorina littorea	.	.	43	.	43	.
Cingula castanea	.	.	2	.	2	.
Onoba aculeus	8	.	8	.	16	.
Homalogyra atomus	.	.	4	.	4	.
Natica clausa	2	.	.	.	2	.
Unbestimmbare Reste	.	*30,6*	.	*45,9*	.	*76,5*
	164 S 16	*59,1*	176 S 363	*75,7*	340 S 379	*134,8*

Saxicava arctica ist bemerkenswert dünnschalig und kleinwüchsig. Die Längenvariation ergibt sich aus Fig. 80. Auch *Mya truncata* f. *uddevallensis* ist in ausgewachsenem Zustand auffallend klein und dünnschalig.

Zu den erwähnten Arten treten noch folgende, die im Felde und bei der Analyse der qualitativen Proben wahrgenommen wurden:

Astarte borealis
Macoma balthica
Puncturella noachina
Lepeta coeca
Trophon sp. juv.
Buccinum undatum

Echinodermata. Stacheln von *Echinus* und *Strongylocentrotus* (3 407 St. 2,2 gr).

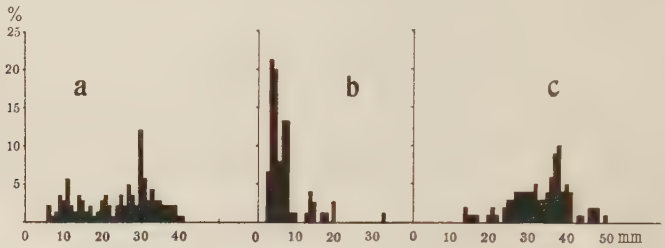


Fig. 80. Längenvariation spätglazialer *Saxicava arctica*-Schalen. a = Lok. Nr. 82 Ulvedalen (S. 165), b = Lövkas, c = Lok. Nr. 98 Kålstad.

Zum Alter. Die Algen-Epibionten sind in der Ablagerung reichlich vertreten. Sie dürften teils in der Algenvegetation auf der Bergkuppe — der Altzeit-Schäre — gelebt haben, teils unter den Algen und am Strand der umgebenden Klippen.

Die Altzeit-Schäre, deren oberer Teil 135 m hoch liegt, dürfte während der Entstehung der Schalenschicht völlig unter Wasser gelegen haben, u. a. nach der reichlichen Einlagerung von *Balanus balanus*-Schalen in letzterer zu urteilen. Diese Art hat offenbar auf der Altzeit-Schäre gelebt. Die Schalenkränze sind nämlich in mehreren Fällen gut erhalten und mit den Bodenplatten zusammenhängend. Der Wasserstand scheint dagegen nicht die umgebenden Felsplateaus überstiegen zu haben; Schalen von Felsenstrand-Balaniden sind nämlich gleichfalls in ziemlich grosser Menge vertreten, obwohl nur in zerbrochenem Zustand, was uns sagt, dass sie hierher verfrachtet worden sind.

Klippengestade von grösserer Länge, und zwar in solcher Lage, dass dort erzeugte Schalen von *Fjaer*-Balaniden zu der hier erörterten Ablagerungsstelle verfrachtet werden konnten, scheinen nicht eher entstanden zu sein, als frühestens auf dem Plateau 143 m bei einer Strandlage von ungefähr 140 m.

Nach Strandverschiebungskurve I wäre die Ablagerung ungefähr 8 000 v. Chr. entstanden. (Strandlage 140 m = ca. 8300 v. Chr.; Strandlage 135 m = ca. 7900 v. Chr.)

Nr. 3 Mörk.

Lokalangabe. S. 26. Photokarte Svinesund S. O.: von Fixpunkt 83, 15 aus 300 m S 15° O.

Lokalbeschreibung. Die Ablagerung ist als Progradationskegel ausserhalb der gemeinsamen NO-Mündung von zwei Spalten des SW—NO-Systems abgesetzt worden. Der Kegel füllt den V-förmigen Einschnitt im Plateau, worin die Spalten einmünden, aus (Fig. 24 und 81).

Fig. 81. Flugaufnahme. Der Progradationskegel liegt ausserhalb der beiden angedeuteten Spalten des Plateaus 165 m. (Der weisse Punkt im Delta bezeichnet Probenentnahmestelle.)

Die höchsten Abschnitte des die Sedimente liefernden Plateaus erreichen etwa 165 m; zum grössten Teil liegt aber das Plateau in einer Höhenlage von 130–140 m ü. d. M. Ein ziemlich grosser und gegen Wasserbewegungen von W geschutzter Abschnitt des Plateaugebiets befindet sich ungefähr 130 m u. d. M.

Die beiden Zufuhrkanäle des Kegels verlaufen über diesen Plateauabschnitt. Ihre gemeinsame Mündung liegt nur wenig tiefer.

Die Spitze des Kegels befindet sich in einer Höhe von 115 m; seine niedrigeren, schalenführenden Teile liegen etwa 90 m ü. d. M.

Die Zusammensetzung des Kegels ist örtlich ein wenig verschieden; die Hauptmasse kann entweder minerogen oder biogen sein. Unten wird über die Zusammensetzung einer sandigen, arten- und individuenreichen Probenserie eines Horizontes aus dem in unmittelbarer Nähe des Plateaus liegenden Teil des Kegels berichtet (92 m ü. d. M.).

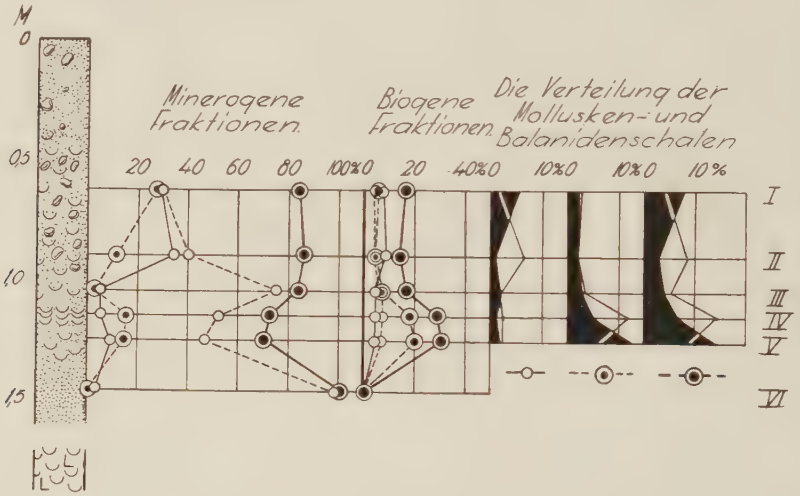


Fig. 82. Profil und Partikelverteilung. Zeichenerklärung S. 327.

Der oberste Teil der untersuchten Schichtenreihe enthält Sand und Kies, aber keine Schalen (Fig. 82). Darunter folgt der schalenreiche Horizont. Dieser wird von schalenfreiem Sand unterlagert, der seinerseits auf Ton ruht. Im Ton finden sich Schalen von u. a. *Pecten islandicus, Macoma calcarea, Saxicava arctica, Mya truncata* f. *uddevallensis* und *Balanus balanus.*

Untersuchungsmaterial. 6 Proben mit einem Gesamtgewicht von ca. 900 gr wurden quantitativ untersucht. Diese Proben sind mit qualitativen ergänzt worden (insgesamt 1 325 gr). Ausserdem wurden eine Anzahl Proben von anderen Teilen der Oberflächenschichten des Kegels einen qualitativen Durchsicht unterzogen.

Die Fauna.

Folgende Gruppen sind vertreten:

Foraminifera
Cirripedia
Ostracoda
Mollusca
Echinodermata

Die Hauptmenge der Schalen besteht aus Balaniden- und Molluskenschalen, deren Verteilung graphisch in Fig. 82 wiedergegeben wird. Die Fraktion $> {}^1/_2$ mm besitzt ziemlich unbedeutende Frequenz und besteht hauptsächlich aus Fragmenten von Balaniden- und *Mytilus*-Schalen.

Mehrere der grösseren Molluskenschalen (*Mya truncata* [dickschalige Exemplare von f. *typica* und f. *uddevallensis*], *Saxicava arctica* und *Macoma calcarea*) wie auch *Balanus balanus* angehörige Schalen sind abgeschliffen und von den Wellen bearbeitet. In Probe V finden sich auch stark von Wellen bearbeitete Schalen von *Astarte borealis*. Viele Schalen (besonders

Balanidenschalen) sind schwarz gefärbt, was zeigt, dass sie nach ursprünglicher Einlagerung im Weichboden umgelagert wurden.

In den folgenden Artenlisten wird die Frequenz für Referenzmassen von 200 gr angegeben.

Foraminifera.

		V	IV	III	II	I
Lagena squamosa	1/2–2	1	.	.	.	.
	< 1/2	1	.	.	.	.
		2				
Globulina gibba	1/2–2	2	3	4	.	.
	< 1/2	5	20	10	.	.
		7	23	14		
Polymorphina cf. *compressa* . .	1/2–2	3	3	4	.	.
	< 1/2	20	70	30	.	.
	.	23	73	34		
Nonion labradoricum	1/2–2	7	9	5	3	.
	< 1/2	49	9	190	3	.
		56	18	195	6	
Elphidium orbiculare	1/2–2	1	.	5	.	.
	< 1/2	.	40	15	.	10
				20		
» *hallandense*	1/2–2	8	.	7	2	.
	< 1/2	20	30	70	10	.
		28		77	12	
» *incertum*	1/2–2	11	20	15	5	.
	< 1/2	185	340	240	25	.
		196	360	255	30	
» *asklundi*	1/2–2	20	30	10	4	1
	< 1/2	70	160	110	30	30
		90	190	120	34	31
excavatum	1/2–2	70	190	155	20	4
	< 1/2	1 100	2 100	4 800	410	170
		1 170	2 290	4 955	430	174
Elphidiella arctica	1/2–2	11	10	20	7	.
	< 1/2	70	60	130	30	.
		81	70	150	37	
Cassidulina crassa	1/2–2	.	1	.	.	.
	< 1/2	.	11	4	2	.
			12			
Cibicides lobatula	1/2–2	21	23	15	3	2
	< 1/2	42	82	195	11	8
		63	105	210	14	10
	1/2–2	155	289	240	44	7
	< 1/2	1 562	2 922	5 794	521	218
		1 717	3 211	6 034	565	225

Ausser diesen Arten wurden in den qualitativen Proben folgende beobachtet:

Miliammina fusca
Lagena semilineata
» sp.
Elphidium depressulum
» *incertum* var. *clavatum*

Cirripedia. Die Frequenz der Balanidenschalen in der Schichtenserie wird graphisch in Fig. 82 veranschaulicht. Der grössere Teil der Schalen gehört *B. balanus* an, ein kleinerer Teil *B. balanoides* und *B. crenatus*.

Ostracoda.

		V	IV	III	II	I
Cytheridea papillosa . . .	1/2–2	5	8	3	6	3 (2)
	< 1/2	.	24	32	8	.
			32	35	14	
punctillata . . .	1/2–2	.	4 (1)	3	.	.
	< 1/2	10	.	48	.	6
				51		
Cythere lutea	1/2–2	44 (2)	128 (2)	43 (4)	24	9 (3)
	< 1/2	291 (63)	712 (120)	1 352 (304)	172	38 (5)
		335 (65)	840 (122)	1 395 (308)	196	47 (8)
Hemicythere emarginata . .	1/2–2	9 (1)	18 (3)	210 (97)	6	.
	< 1/2	53 (21)	167 (45)	.	18	12 (6)
		62 (22)	185 (48)		24	
concinna . . .	1/2–2	1	8	5	.	.
	< 1/2	22 (10)	47	47	3	.
		23 (10)	55	52		
Cythereis tuberculata . . .	1/2–2	.	3	.	.	.
	< 1/2	21	.	.	.	.
Cytheropteron pyramidale . .	1/2–2	.	12	81 (16)	.	.
	< 1/2	.	.	.	.	.
	1/2–2	59 (3)	181 (6)	345 (117)	36	12 (5)
	< 1/2	397 (94)	950 (165)	1 479 (304)	201	56 (11)
		456 (97)	1 131 (171)	1 824 (421)	237	68 (16)

Mollusca. Die bei der quantitativen Analyse beobachteten Arten finden sich in Tabelle S. 191. Im Felde wurden ausserdem folgende Arten eingesammelt:

Astarte elliptica
Lucina borealis
Cardium echinatum
Venus gallina
Abra nitida
Aporrhais pes pelecani
Lunatica nitida
Neptunea despecta od. *Nept. antiqua*
Trophon truncatus
» *clathratus*

Macoma balthica ist in grosser Zahl beobachtet worden. Sie ist dickschalig und grosswüchsig (ungefähr 20 mm), die Schalen sind häufig zusammenhängend. Gemeinsam mit dieser Art finden sich junge Exemplare von *Cyprina islandica*.

Echinodermata. Es wurden einige wenige Stacheln von sowohl regulären als irregulären Seeigeln wahrgenommen.

Zum Alter. Aus topographischen Gründen lässt sich annehmen, dass das Meeresniveau während des Aufbaus des Kegels höher als 130 m gelegen hat, d. h. höher als der niedrigere Abschnitt des Plateaus, in dem die Anreicherungskanäle nach dem V-förmigen Einschnitt hin verlaufen, worin der Kegel abgesetzt wurde. Es ist aber unmöglich, näher anzugeben, um wieviel höher als 130 m die Meeresfläche bei der Deponierung der untersuchten Teile der Ablagerung gelegen war. Soviel lässt sich indessen sagen, dass das Plateau zu dieser Zeit in seiner Gesamtheit nicht von Wasser bedeckt war.

Schalen von Felsenstrand-Balaniden treten nämlich in gewissen Abschnitten des Kegels recht häufig auf — doch nicht in dem hier näher beschriebenen

Mollusca.

	V			IV			III			II			I		
	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.
Nucula nitida	.	1 F	.	.	2 F	.	.	.	.	.	1 S	1 S	.	.	.
Dacrydium vitreum	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1 S	1 S	.	.	.
Mytilus edulis	2 F	1 S	1 S	F	F	.	.	8 S	8 S	1 F	2 S	2 S	5 F	2 S	2 S
	0,1	*0,4*	*0,5*	*0,1*	*0,3*	*0,4*	.	*0,3*	*0,3*	.	*0,3*	*0,3*	*0,1*	*0,2*	*0,3*
Pecten islandicus	1 F	1 F	.	.	2 F	.	.	1 F	.	.	2 F	.	.	.	.
	0,2	.	*0,2*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Astarte borealis	.	2 S	2 S	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
» *banksi*	1 F	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1 S	1 S
Cyprina islandica	*8,2*	.	*8,2*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Thyasira gouldii	.	.	.	.	1 S	1 S	.	2 S	2 S	.	.	.	.	.	.
Tellina fabula	.	.	.	.	.	.	.	1 F	.	.	.	.	.	.	.
Montacuta bidentata	.	.	.	.	.	.	.	2 S	2 S	.	.	.	.	.	.
Cardium edule	.	1 F	.	.	1 S	1 S	.	3 S	3 S	.	1 F	.	.	1 S	1 S
	.	.	.	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*	.	*0,1*	*0,1*	.	.	.
Abra alba	.	25 S	25 S	.	10 S	10 S	1 S	22 S	23 S	.	.	.	.	.	.
	.	*0,1*	*0,1*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
» *prismatica*	.	.	.	.	.	.	.	1 S	1 S	.	.	.	.	.	.
Macoma calcarea	2 S	4 S	6 S	5 S	5 S	10 S	2 S	4 S	6 S	3 S	2 S	5 S	.	1 F	.
	0,2	*0,1*	*0,3*	*1,1*	*0,1*	*1,2*	*0,6*	.	*0,6*	*0,4*	.	*0,4*	.	.	.
» *balthica*	4 S	4 S	8 S	3 S	2 S	5 S	5 S	9 S	14 S	.	.	.	3 S	1 S	4 S
	1,4	.	*1,4*	*0,6*	.	*0,6*	*0,8*	*0,1*	*0,9*	.	.	.	*0,2*	.	*0,2*
Saxicava arctica	4 F	63 S	63 S	8 S	81 S	89 S	F	106 S	106 S	.	21 S	21 S	F	30 S	30 S
	0,5	*0,4*	*0,9*	*3,7*	*0,6*	*4,3*	*0,6*	*0,6*	*1,2*	.	*0,2*	*0,2*	*0,2*	*0,3*	*0,5*
Mya truncata	2 S	1 S	3 S	2 S	2 S	4 S	F	3 S	3 S	.	5 S	5 S	F	4 S	4 S
	11,2	.	*11,2*	*3,8*	.	*3,8*	*0,3*	*0,2*	*0,5*	.	*0,2*	*0,2*	*1,4*	*0,2*	*1,6*
Zirphaea crispata	.	.	.	.	.	.	.	2 F	.	.	.	.	.	.	.
Tonicella rubra	.	.	.	1 Pl	.	1 Pl	.	1 F	.	.	.	.	.	.	.
Acmaea virginea	1	.	1	1	.	1	1	.	1	.	.	.	.	.	.
Lepeta coeca	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1	1	.	.	.
Margarites helicina	.	9	9	.	2	2	.	2	2	.	.	.	.	.	.
Skenea planorbis	.	.	.	.	.	.	.	2	2	.	.	.	.	.	.
Molleria costulata	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1	1
Lacuna divaricata	.	13	13	.	21	21	.	.	.	.	6	6	1	7	8
Littorina littorea	4	16	20	11	17	28	8	14	22	1	30	31	.	15	15
	1,0	*0,3*	*1,3*	*1,4*	*0,2*	*1,6*	*1,0*	*0,2*	*1,2*	*0,6*	*0,1*	*0,7*	.	*0,3*	*0,3*
» *obtusata*	1	.	1	1	5	6	.	1	1	.	12	12	.	6	6
» *rudis*	.	1	1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
» sp.	.	.	.	.	20	20	.	14	14	.	.	.	.	6	6
Hydrobia ulvae	.	.	.	.	.	.	.	2	2	.	.	.	.	.	.
Onoba striata	.	2	2	.	2	2	.	2	2	.	.	.	.	.	.
Rissoa interrupta	.	7	7	.	7	7	.	18	18	.	9	9	.	.	.
Homalogyra atomus	.	1	1	.	.	.	.	.	.	.	2	2	.	.	.
Buccinum undatum	.	2	2	.	.	.	F	.	.	.	.	.	.	.	.
	.	.	.	.	.	.	*0,8*	.	*0,8*	.	.	.	.	.	.
Unbestimmbare Reste	*2,7*	*2,1*	*4,8*	*0,7*	*1,4*	*2,1*	*1,0*	*1,7*	*2,7*	*2,5*	*1,3*	*3,8*	*3,0*	*2,8*	*5,8*
	8 S	100 S	**108 S**	18 S	102 S	**120 S**	8 S	160 S	**168 S**	3 S	32 S	**35 S**	3 S	39 S	**42 S**
	6	51	**57**	13	74	**87**	9	55	**64**	1	60	**61**	1	35	**36**
	25,5	*3,4*	***28,9***	*11,4*	*2,6*	***14,0***	*5,1*	*3,2*	***8,3***	*3,5*	*2,2*	***5,7***	*4,9*	*3,8*	***8,7***

Teil. Ebenso finden sich ziemlich zahlreich auch andere Arten der Klippengestade und Formen der oberen Teilen der Algenzone. Es will mir daher glaubhaft erscheinen, dass die Biozönosen, welche die zum untersuchten Teil des Kegels gehörigen biogenen Sedimente erzeugt haben, auf dem Plateaugebiet zwischen 130 und 140 m — das den grösseren Teil desselben darstellt — lebten, d. h. um 8000 v. Chr. herum (Strandverschiebungskurve I).

Die minerogenen Bestandteile des Kegels dürften in sehr grossem Ausmass von Depots in ca. 130 m. Höhe auf dem geschützten Abschnitt des Plateaus herstammen.

Es scheint, als ob die Mutterformation während der hier in Frage kommenden Zeit hauptsächlich aus einer Sandschicht bestanden hätte, worin eine Seichtwasser-Endofauna mit z. B. *Cardium edule* und *Macoma balthica* existieren konnte; diese Arten sind im Kegel vertreten. Die Schalen dieser Arten pflegen ja zumeist in Strandlage deponiert zu werden; Seichtwasser-Endobionten besitzen nämlich im allgemeinen keine Möglichkeit, auf den in der Regel in ihrer Gesamtheit den Wellen ausgesetzten Plateaus zu existieren, weshalb ihre Schalen nicht so oft in Progradationsterrassen und -Kegeln zu finden sind. Im vorliegenden Fall scheinen indessen besondere Umstände zum Dasein einer derartigen Fauna auf einem Plateau geführt zu haben, indem die fraglichen Sandsedimente, in denen sie lebte, gegen Wasserbewegungen vom Meer geschützt lagen. Erst nachdem sie in Strandlage gebracht worden waren, dürfte das Plateau endgültig von ihnen befreit worden sein. Man kann indessen nicht von dem Umstand absehen, dass Schalen der obengenannten Arten in der Oberflächenschicht des Kegels auch in Strandlage eingelagert worden sein können. Insbesondre, wenn diese Schicht, wie im vorliegenden Fall, als Sandfazies ausgebildet ist, und die in ihr eingeschlossenen Schalen von Seichtwasserendobionten zusammenhängen, bestehen die stärksten Gründe dafür, die Herleitung dieser Schalen von autogenen Individuen zu erwägen. Bezüglich der Ablagerung bei Mörk will dies in einigen Fällen als nicht ausgeschlossen erscheinen. Solche Schalen sind demnach jünger als diejenigen, die in der hier angeführten Weise unterseeisch deponiert worden sind.

Nr. 12 Askemyren.

Lokalangabe. S. 26. Photokarte Kongbäck S. O.: von dem Triangulationspunkt Hattföråss aus 500 m W.

Lokalbeschreibung. Die Ablagerung ist eine längs des Fusses der NO-Seite eines Felsplateaus gelegene Progradationsterrasse (Fig. 83). Der NO-Rand des Plateaus liegt ca. 120 m ü. d. M.; die Oberfläche des Plateaus steigt nach W auf ca. 135 m an.

Die Oberflächenschicht der Terrasse besteht aus grobem Geröll; der Durchmesser einzelner Blöcke kann > 1 m betragen. Die grössten Blöcke liegen am Tage; die Grösse nimmt nach der Tiefe hin ab. Der Übergang zur schalenführenden Schicht findet unter allmählich abnehmender Partikelgrösse statt.

Fig. 83. Flugaufnahme. I = Progradationsterrasse Askemyren, II = Strandablagerung Nr. 11 Kolbomon.

Vom schalenführenden Teil der Schichtenreihe wurde ein Profil von 3 m blossgelegt; schalenfreie Schichten wurden aber dabei nicht erreicht. — Die blossgelegten Partien der Schichtenfolge kennzeichnen sich durch den Wechsel zwischen lockeren Sandschichten mit verhältnissmässig geringem Gehalt an Schalen und harten, mergelartigen Schichten mit höherem Gehalt an biogenen Bestandteilen. Diese Schichten fallen nach NO ab. — Zur Schalenschicht gehört in ungefähr 2,25 m Tiefe unter der Bodenoberfläche eine ziemlich markierte schalenführende Sandschicht (Fig. 84).

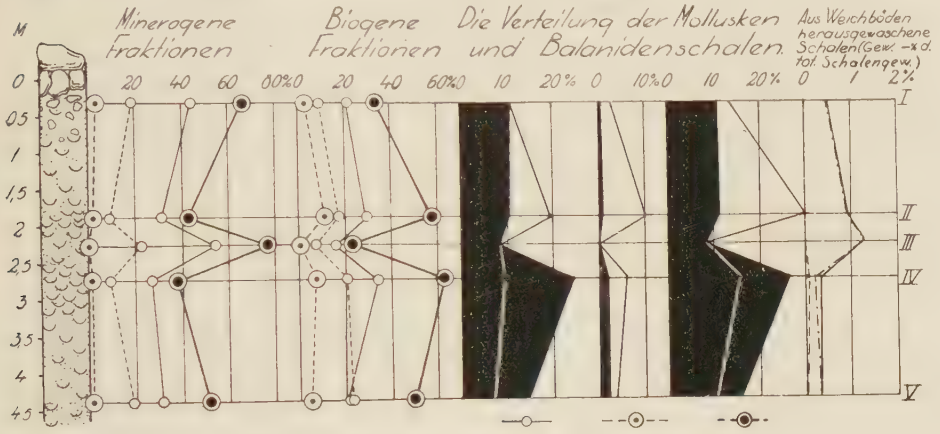


Fig. 84. Profil und Partikelverteilung. Zeichenerklärung S. 327.

Untersuchungsmaterial. Zur Feststellung der Verteilung der minerogenen und biogenen Partikel wurden Proben im Gewicht von 200 gr analysiert; bei quantitativer faunistischer Untersuchung betrug die Analysenmenge 50 gr. Im Felde und bei der Durchsicht qualitativer Proben wurden ausserdem ergänzende Beobachtungen über die Zusammensetzung der Schalenfauna angestellt.

Die Fauna.

Folgende Tiergruppen sind vertreten:

Foraminifera	Ostracoda
Spongia	Mollusca
Cirripedia	Echinodermata

Die Verteilung von Mollusken- und Balanidenschalen — den Hauptkomponenten der Schalenfauna — wird graphisch in Fig. 84 dargestellt. Die Fraktion $< 1/2$ mm besteht so gut wie ausschliesslich aus zerriebenen *Mytilus*-Schalen.

Die Frequenzziffern in den folgenden Artenlisten beziehen sich auf Referenzmengen von 200 gr.

Foraminifera.

	V	IV	III	II	I
Quinqueloculina seminulum	36	32	24	8	28
Elphidiella arctica	.	.	.	4	.
Cibicides lobatula	16	20	8	32	40
	52	**52**	**32**	**44**	**68**

Spongia. Eine durch *Cliona celata* angebohrte Schale von *Acmaea*.

Cirripedia. Die Frequenz der Balanidenschalen geht aus Fig. 84 hervor; sie gehören hauptsächlich zu *B. balanoides* und *B. crenatus*, aber auch zu *B. balanus*. *Verruca strömia:*

	V	IV	III	II	I
Schalenteile	**84**	**96**	**140**	**—**	**16**

Ostracoda. In Probe V wurden je 32 zusammenhängende Schalen von den Arten *Cythereis tuberculata* und *Cytheridea punctillata* wahrgenommen.

Mollusca.

	V			IV			III		II			I		
	>2	1/2–2	Sa.	>2	1/2–2	Sa.	1/2–2	Sa.	>2	1/2–2	Sa.	>2	1/2–2	Sa.
Dacrydium vitreum . .	.	12 S	**12 S**	.	8 S	**8 S**	20 S	**20 S**	.	.	.	.	8 S	**8 S**
Modiola modiolus . . .	.	.	.	.	4 F	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Mytilus edulis	16 S	424 S	**440 S**	24 S	600 S	**624 S**	300 S	**300 S**	.	320 S	**320 S**	.	300 S	**300 S**
	3,6	*27,2*	**30,8**	*3,2*	*46,4*	**49,6**	*11,6*	**11,6**	*1,2*	*18,4*	**19,6**	*0,8*	*20,4*	**21,2**
Pecten islandicus . . .	F	.	.	.	F	.	8 F	.	F	F	.	.	F	.
» *testae*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	F	.	.
Anomia squamula . . .	.	F	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Montacuta bidentata . .	.	.	.	.	.	.	.	.	.	4 S	**4 S**	.	4 S	**4 S**
Macoma calcarea . . .	.	.	.	4 S	4 S	**8 S**	.	.	.	.	.	.	.	.
» *balthica*	.	.	.	.	.	.	.	.	4 S	.	**4 S**	.	.	.
Saxicava arctica . . .	.	44 S	**44 S**	.	36 S	**36 S**	48 S	**48 S**	4 S	28 S	**32 S**	.	60 S	**60 S**
	.	*0,8*	**0,8**	.	*0,8*	**0,8**	*0,8*	**0,8**	*0,4*	*0,4*	**0,8**	.	*0,4*	**0,4**
Thracia villosiuscula j.	.	.	.	.	4 S	**4 S**	.	.	4 S	.	**4 S**	.	.	.
Tonicella marmorea . .	.	8 Pl	**8 Pl**	.	.	.	.	.	.	.	.	.	16 Pl	**16 Pl**
Puncturella noachina .	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	4	**4**
Acmaea virginea . . .	4	.	**4**	.	.	.	4	**4**	.	.	.	.	8	**8**
Lepeta coeca	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	16	**16**
Margarites helicina . .	.	56	**56**	.	72	**72**	44	**44**	.	24	**24**	.	136	**136**
Gibbula cineraria . . .	.	4	**4**	.	.	.	16	**16**	.	.	.	.	4	**4**
Skenea planorbis . . .	.	.	.	.	24	**24**	24	**24**	.	32	**32**	.	104	**104**
	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	*0,8*	**0,8**
Lacuna divaricata . .	.	132	**132**	8	104	**112**	116	**116**	.	168	**168**	.	140	**140**
Littorina littorea . . .	.	20	**20**	.	16	**16**	20	**20**	.	12	**12**	.	16	**16**
	.	.	.	.	.	.	*0,4*	**0,4**	.	.	.	.	.	.
Onoba aculeus	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	4	**4**
» *striata*	.	40	**40**	.	40	**40**	84	**84**	.	52	**52**	.	76	**76**
Rissoa interrupta . . .	.	44	**44**	.	64	**64**	44	**44**	.	84	**84**	.	116	**116**
Homalogyra atomus . .	.	4	**4**	.	.	.	8	**8**	.	8	**8**	.	32	**32**
Parthenina interstincta .	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	4	**4**
Odostomia unidentata .	.	4	**4**	.	.	.	.	.	.	.	.	.	8	**8**
Velutina velutina . . .	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	4	**4**
Unbestimmbare Reste .	.	*0,8*	**0,8**	*0,4*	*1,6*	**2,0**	*3,2*	**3,2**	.	*1,6*	**1,6**	.	.	.
	16 S	480 S	**496 S**	28 S	652 S	**680 S**	368 S	**368 S**	12 S	352 S	**364 S**		372 S	**372 S**
	4	304	**308**	8	320	**328**	360	**360**		380	**380**		672	**672**
	3,6	*28,8*	**32,4**	*3,6*	*48,8*	**52,4**	*16,0*	**16,0**	*1,6*	*20,4*	**22,0**	*0,8*	*21,6*	**22,4**

Im Felde wurden ausser den im Protokoll aufgeführten Arten folgende beobachtet:

Anomia striata (1)
Astarte banksi (2)
Montacuta ferruginosa (2)
Mya truncata f. *typica* (dünnschalig)
Buccinum undatum (1)

(Von *Thracia villosiuscula* ad. fanden sich 9 Schalen.)

Echinodermata.

Stacheln von		V	IV	III	II	I
Regulären Seeigeln . . .	1/2–2	140	176	280	240	184
	>2	.	20	32	48	4
		140	**196**	**312**	**288**	**188**

Zum Alter. Schon in der unteren Partie des untersuchten Teils der Schalenschicht sind Algen-Epibionten ziemlich gut vertreten — nicht zum mindesten solche mit Frequenzmaximum in dem oberen Teil der Algenzone, z. B. *Lacuna divaricata* und *Rissoa interrupta*. Es finden sich auch Schalen von Felsenstrandbalaniden. Es ist also anzunehmen, dass höhere Abschnitte des Plateaus bei der Deponierung des erwähnten Teils der Schalenschicht über der Meeresfläche lagen. Nach Strandverschiebungskurve I befand sich das höchste Gebiet des Plateaus (135 m) ca. 8000 v. Chr. in Strandlage. Das untersuchte Profil der Schalenschicht kann also nicht älter als dieser Zeitpunkt sein.

Die deckende Geröllschicht der Ablagerung ist offensichtlich von den östlichen Teilen des Plateaus durch die Brandung aus einem dort deponierten glazigenen Depot[1] herabgespült worden, am wahrscheinlichsten also bei einem Meeresniveau von etwas mehr als 120 m über dem heutigen, d. h. etwas früher als 7300 v. Chr.

Der ungefähr 2,25 m unter der Bodenoberfläche auftretende Sandhorizont ist deutlich durch die Ausspülung von leichter beweglichen Partikeln aus diesem Depot und in etwas grösserer Tiefe entstanden; die Meeresoberfläche kann indessen aus den gerade erwähnten Gründen nicht die höheren Teile des Plateaus überschritten haben. Infolge dieser Ausspülung scheint das Felsplateau im grossen gesehen von feineren Sedimenten befreit und dadurch für die Aufnahme von Felsenstrand-Balaniden hergerichtet worden zu sein, als es nach und nach in Strandlage stieg. Die sehr ausgesprochene Zunahme der Häufigkeit der Balanidenschalen unmittelbar über dem Sandhorizont steht wahrscheinlich hiermit in Verbindung.

Nr. 15 Släpardalen I.

Lokalangabe. S. 26. Photokarte Näsinge S. O.: von der oberen linken Ecke (6° 45′ und 59° 2′,5) aus 400 m S.

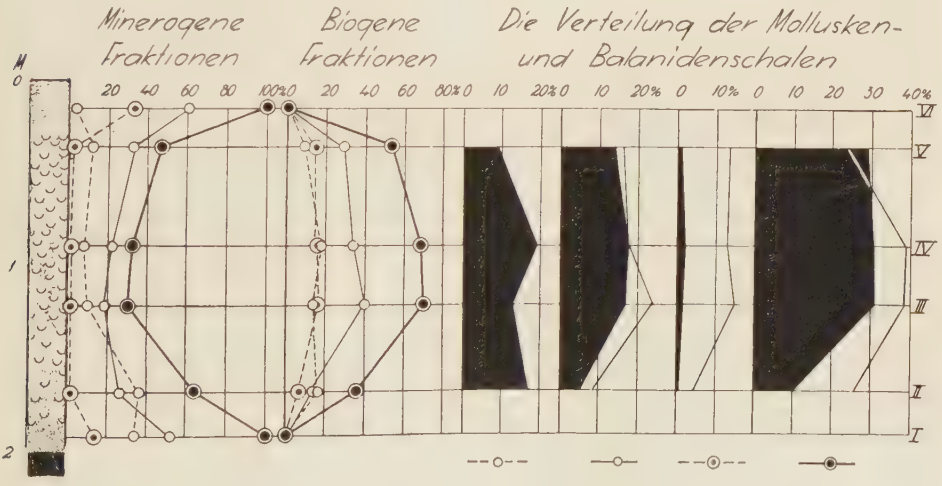


Fig. 85. Profil und Partikelverteilung. Zeichenerklärung S. 327.

[1] Auf dem Plateau lassen sich vereinzelte Blöcke und Blockanhäufungen wahrnehmen, die Reste dieses Depots bilden.

Lokalbeschreibung. Die Schalenablagerung liegt in einer Höhe von 111 m ü. d. M. in einem Spaltental, das dem SW—NO-Spaltensystem angehört (Fig. 78). Die zu beiden Seiten des Tales gelegenen Plateaus sind sehr eben. Die höheren Partien des Plateaus NW des Tales erreichen 137—139 m ü. d. M.; das SO davon gelegene Plateau erhebt sich zu 139 m ü. d. M.

Die Ablagerung ist als Delta NO der Pass-Schwelle und einer an gleicher Stelle vorkommenden Seitenverengung des Tales entstanden. Der schalenführende Teil der Ablagerung ruht auf einer dünnen, den Felsgrund bedeckenden Sandschicht. Die Sandschicht wird allmählich schalenführend, wie aus den Frequenzkurven hervorgeht (Fig. 85).

Untersuchungsmaterial. Die Schichtenreihe wurde durch Grabung festgestellt. Hierbei wurden teils eine Probenserie (Fig. 85) und teils vereinzelte Proben entnommen. Die Analysenmengen der quantitativen Proben betrugen 200 gr. Es wurden auch qualitative Proben von insgesamt 1155 gr untersucht.

Die Fauna.

Folgende Tiergruppen sind Vertreten:

Foraminifera	Ostracoda
Spongia	Mollusca
Cirripedia	Echinodermata

Das Verhältnis zwischen den biogenen Hauptkomponenten der Anhäufung, nämlich Balaniden- und Molluskenschalen, wird graphisch in Fig. 85 veranschaulicht. Die Fraktion $< {}^1/_2$ mm besteht nur aus feinverteilten *Mytilus*-Fragmenten.

Die Frequenzziffern in den folgenden Artenlisten beziehen sich auf eine Referenzmasse von 200 gr.

Foraminifera.

	II	III	IV	V
Quinqueloculina seminulum	.	.	1	17
Polymorphina cf. *compressa*	.	.	1	.
Nonion labradoricum	1	.	1	.
Elphidium asklundi	3	4	2	2
» *excavatum*	.	1	.	1
» *incertum*	1	.	2	1
Cassidulina laevigata	1	.	.	.
Cibicides lobatula	7	7	4	16
	13	**12**	**11**	**37**

Spongia. Schalen von *Balanus balanus*, von *Cliona celata* angebohrt.

Cirripedia. Die Frequenz der Balanidenschalen in der Schichtenserie geht aus Fig. 85 hervor. Sie bestehen zum grösseren Teil aus *B. balanoides* und *B. crenatus*. Ein kleinerer Anteil kommt auf *B. balanus*.

Verruca strömia:

	II	III	IV	V
Schalenteile	2	34	135	146

Ostracoda.

	II	III	IV	V	6
Cytheridea papillosa	1	.	.	2	.
» *punctillata*	.	.	.	.	1
Cythere lutea	7 (1)	11	8	3	3
Hemicythere concinna	2 (1)	1	.	.	.
» *emarginata* . . .	1	.	.	.	.
	11 (2)	**12**	**8**	**5**	**4**

Mollusca (siehe Tabelle S. 198).

Eine der vereinzelten Proben (Nr. 6) enthielt insgesamt 144 Lamellibranchiatenschalen und 265 Gastropodenschalen (27 Arten, 14,0 gr) auf 200 gr Analysenmasse. Ausser den in der Probenserie beobachteten Arten wurden in dieser Probe folgende wahrgenommen: *Abra alba* (15), *Skenea planorbis* (3), *Trophon truncatus* (1) und *Retusa pertenuis* (1).

Ausser den bei der Quantitätsanalyse wahrgenommenen Arten wurden im Felde und bei der qualitativen Durchsicht folgende beobachtet:

Modiola modiolus — *Acmaea rubella*
Astarte borealis — *Natica clausa*
Cyprina islandica — *Buccinum undatum*
Macoma balthica

Echinodermata.

Stacheln von	II	III	IV	V
Regulären Seeigeln . . .	35	320	430	470
Irregulären » . . .	.	2	2	.

Zum Alter. Das Vorkommen ziemlich grosser Mengen von Schalen von Felsenstrandbalaniden im untersten Teil der Schalenschicht deutet darauf hin, dass die Plateaus schon zu Beginn des Ablagerungsprozesses über die Meeresoberfläche herausragten. Wahrscheinlich befand sich der Strand zu dieser Zeit am oberen Teil der Talseiten SW des Passgebietes des Tales, d. h. etwa 130 m über dem heutigen Meeresniveau. Nach Strandverschiebungskurve I hätte sich die Meeresoberfläche ca. 7800 v. Chr. in diesem Niveau befunden.

Die schon im untersten Teil der Ablagerung gut vertretenen Algen-Epibionten — besonders Gastropoden, aber auch Brut von *Mytilus edulis* — nehmen zur Mitte der Ablagerung hin an Zahl zu, aber dann ununterbrochen ab, und zwar zugunsten minerogener Partikel insbesondre von der Grössenordnung $^1/_2$—2 mm. Die Abnahme der Häufigkeit der biogenen Phase dürfte am ehesten darauf beruhen, dass die Stromgeschwindigkeit infolge der Verminderung des Durchlasses während des Steigens des Landes in derartigem Grad angewachsen war, dass leichter bewegliche Partikel (z. B. kleine Gastropoden) nicht in gleich grossem Umfang wie zuvor unmittelbar NO der Pass-Schwelle deponiert werden konnten, sondern erst in einer grösseren Entfernung davon, wobei sie in solchem Ausmass zerstreut wurden, dass sie keine Schalenbank bilden konnten. Es ist unmöglich die Tiefe zu bestimmen, die sich beim Passgebiet vorgefunden haben muss, damit eine derartige Erhöhung der Stromgeschwindigkeit zustande kommen konnte; die beginnende Phasenverschiebung in der Sedimentation scheint aber m. E. anzudeuten, dass die Abschnürung des Altsundes zu dieser Zeit im Annahen war. — Die Anhäufung der minerogenen Deckschicht[1] scheint

[1] Vereinzelte eingelagerte Schalen in dieser Schicht deuten darauf hin, dass sie schwerlich ein infolge von Dekalzinierung entstandenes Residuum einer ursprünglich schalenreichen Schicht bildet.

Mollusca.

	II			III			IV			V		
	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.
Dacrydium vitreum	.	.	.	.	4 S	4 S	.	1 S	1 S	.	.	.
Mytilus edulis	4 S	91 S	95 S	19 S	330 S	349 S	6 S	320 S	326 S	7 S	185 S	192 S
	0,3	*6,6*	*6,9*	*0,8*	*20,8*	*21,6*	*1,4*	*13,9*	*15,3*	*0,5*	*12,1*	*12,6*
Pecten islandicus	1 F	1 F	.	.	.	.	1 F	.	.	.	1 F	.
	0,1	.	*0,1*	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Anomia squamula	.	.	.	.	2 F	.	4 F	.	.	1 S	.	1 S
Astarte banksi	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1 S	1 S
» *elliptica*	.	2 S	2 S	.	.	.	.	.	.	.	1 F	.
	.	*0,1*	*0,1*	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Thyasira cf. *gouldii*	.	.	.	.	1 S	1 S	.	.	.	.	.	.
Montacuta ferruginosa	.	.	.	.	.	.	.	1 F	.	.	.	.
Macoma calcarea	.	1 S	1 S	1 S	.	1 S	.	.	.	1 S	.	1 S
	.	.	.	*0,1*	.	*0,1*	.	.	.	.	.	.
Tellina tenuis	.	.	.	.	.	.	.	1 S	1 S	1 S	.	1 S
Saxicava arctica	4 S	28 S	32 S	6 S	37 S	43 S	4 S	53 S	57 S	6 S	32 S	38 S
	0,3	*1,7*	*2,0*	*0,4*	*2,3*	*2,7*	*0,4*	*2,5*	*2,9*	*0,4*	*1,9*	*2,3*
Mya truncata	.	.	.	.	.	.	2 F	.	.	.	.	.
Zirphaea crispata	.	.	.	.	.	.	F	.	.	.	.	.
	.	.	.	.	.	.	*0,2*	.	*0,2*	.	.	.
Tonicella marmorea	.	F	.	.	2 Pl	2 Pl	.	1 Pl	1 Pl	1 F	1 Pl	1 Pl
	.	*0,1*	*0,1*	.	.	.	.	.	.	.	.	.
» *rubra*	.	.	.	.	1 Pl	1 Pl	.	.	.	.	1 Pl	1 Pl
Lepidopleurus asellus	.	.	.	.	1 Pl	1 Pl	.	3 Pl	3 Pl	.	1 Pl	1 Pl
Lepidochiton laevis	.	.	.	.	.	.	.	1 Pl	1 Pl	.	.	.
Puncturella noachina	1 F	1	1	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	0,1	.	*0,1*	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Acmaea virginea	.	3	3	1	2	3	1	1	2	.	2	2
Lepeta coeca	.	.	.	1	1	2	.	2	2	.	.	.
Margarites helicina	.	14	14	.	24	24	.	30	30	.	21	21
	.	.	.	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*	.	.	.
» *grönlandica*	.	1	1	.	2	2	.	3	3	.	.	.
Gibbula cineraria	.	1	1	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Mölleria costulata	.	2	2	.	1	1	.	1	1	.	.	.
Lacuna divaricata	.	79	79	2	110	112	.	130	130	1	85	86
	.	*0,2*	*0,2*	.	*0,6*	*0,6*	.	*0,7*	*0,7*	.	*0,4*	*0,4*
Littorina littorea	1	6	7	1	.	1	.	4	4	4	.	4
	.	.	.	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*	.	.	.
» cf. *palliata*	.	.	.	13	4	17	1	.	1	.	21	21
	.	.	.	*0,5*	.	*0,5*	.	.	.	.	.	.
» *rudis*	1	6	7	2	2	4	2	2	4	.	.	.
	.	.	.	.	.	.	*0,1*	.	*0,1*	.	.	.
» *obtusata*	.	.	.	.	1	1	.	.	.	.	1	1
Hydrobia ulvae	.	6	6	.	10	10	.	15	15	.	4	4
Onoba striata	.	3	3	.	5	5	.	5	5	.	9	9
» *aculeus*	.	38	38	.	38	38	.	76	76	.	45	45
	.	.	.	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*	.	.	.
Rissoa interrupta	.	.	.	.	4	4	.	1	1	.	2	2
Homalogyra atomus	.	6	6	.	6	6	.	6	6	.	4	4
Parthenina interstincta	.	.	.	.	.	.	.	1	1	.	.	.
Odostomia unidentata	.	1	1	.	1	1	.	2	2	.	1	1
Buccinum grönlandicum	.	.	.	.	.	.	1	.	1	.	.	.
Bela cf. *cancellata*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1	1
Diaphana hyalina	.	.	.	.	.	.	.	1	1	.	.	.
	8 S	122 S	130 S	26 S	372 S	398 S	10 S	375 S	385 S	16 S	218 S	234 S
	2	167	169	20	211	231	5	280	285	5	196	201
	0,8	*8,7*	*9,5*	*1,8*	*23,7*	*25,5*	*2,1*	*17,4*	*19,5*	*0,9*	*14,4*	*15,3*

mir mit der Erhöhung des Passgebiets zur Meeresoberfläche in Zusammenhang zu stehen, was nach Strandverschiebungskurve I etwas früher als 7000 v. Chr. eingetroffen wäre.

Nr. 46 Valbacken II.

Lokalangabe. S. 27. Photokarte Buar S. V.: von Fixpunkt 105,26 aus 670 m S 60° W.

Lokalbeschreibung. Die vorliegende Ablagerung ist als Delta NO der Schwelle einer SW—NO-Spalte angehäuft worden. Einem Teil des Deltas wurde eine Probenserie für Analysenzwecke entnommen; er liegt in einer Höhe von 102 m und etwa 75 m NO der Schwelle. Die Höhe der Schwelle ü. d. M. ist 105 m.

Das Delta ist im grossen und ganzen mit Sandfazies ausgebildet worden. Es enthält aber eine schalenführende Schicht, die in gewissen Horizonten den Charakter von Schalenmergel hat, vor allem auf Grund eingelagerter Fragmente von *Mytilus*-Schalen. In dem schalenarmen über- und unterlagernden Sand kommen nur vereinzelte durch Wellen bearbeitete Schalen von *Saxicava arctica* vor. — Die Partikelverteilung dieser beiden Sandschichten ist recht gleichartig.

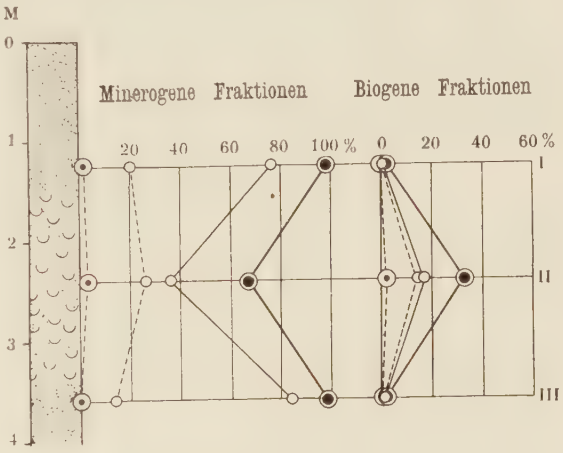


Fig. 86. Profil und Partikelverteilung.
Zeichenerklärung S. 327.

Untersuchungsmaterial. Aus der schalenführenden Schicht wurde eine Probe von 500 gr quantitativ untersucht die Schalenfrequenz von Foraminiferen und Ostracoden wurde durch Analyse von 100 gr Sediment festgestellt. Quantitative Proben des über- und unterlagernden Sandes bestanden aus 179 bzw. 217 gr. Ausserdem wurde eine Anzahl qualitativer Proben durchgesehen.

Die Fauna.

In der Schalenmasse sind folgende Gruppen vertreten:

Foraminifera
Cirripedia
Ostracoda
Mollusca
Echinodermata

Das prozentuelle Gewichtsverhältnis zwischen den Hauptkonstituenten der Schalenmasse ist (Probe II):

	> 2	1/2–2	Sa.
Molluskenschalen	6,1	73,2	79,3
Balanidenschalen	6,1	14,6	20,7
	12,2	87,8	100,0

Die Fraktion < 1/2 mm besteht hauptsächlich aus Fragmenten von *Mytilus*-Schalen, zum Teil in äusserst feinverteilter Form.

In den folgenden Artenlisten bezieht sich die Frequenz auf 1 000 gr Referenzmasse.

Foraminifera (Probe II).

Nonion labradoricum	240	*Elphidium incertum*	1 220
Elphidium asklundi	720	*Cibicides lobatula*	4 310
			6 490

Cirripedia. Die Balanidenschalen der Probe II gehören sämtlich zu *B. balanoides* und *B. crenatus* (Frequenz, siehe oben). In dem über- bzw. unterlagernden Sand sind Balanidenschalen selten:

	> 2	$^1/_2$–2	Sa.
Überlagernder Sand (Probe I) . . .	0,55 gr	0,70 gr	1,25 gr
Unterlagernder Sand (Probe III) . .	0 25 »	0 30 »	0,55 »

In Probe III wurden vereinzelte Schalen von *B. balanus* beobachtet.

Ostracoda. Probe II enthält 120 Schalen von *Cythere lutea.*

Mollusca. Probe II:

	> 2		$^1/_2$–2		Sa.	
Mytilus edulis	10 S	4,6	1 060 S	139,0	1 070 S	143,6
Astarte banksi juv.	2 S	.	F	0,2	2 S	0,2
» *elliptica*	.	.	2 S	.	2 S	.
Cardium echinatum	2 S	1,0	.	.	2 S	1,0
Macoma calcarea	4 S	0,2	2 S	0,4	6 S	0,6
» *balthica*	4 S	2,2	.	.	4 S	2,2
Saxicava arctica	52 S	0,6	48 S	0,6	100 S	1,2
Mya truncata	2 S	0,4	.	.	2 S	0,4
Tonicella sp.	2 F	.	4 F	.	.	.
Acmaea virginea	2	.	.	.	2	.
Margarites helicina	.	.	10	.	10	.
Lacuna divaricata	18	.	346	0,4	364	0,4
Littorina littorea	8	3,0	6	0,4	14	3,4
» *rudis*	2	.	4	.	6	.
Hydrobia ulvae	.	.	76	.	76	.
Onoba aculeus	80	.	340	0,4	420	0,4
» *striata*	10	.	12	.	22	.
Homalogyra atomus	.	.	12	.	12	.
Unbestimmbare Reste	.	.	.	1,4	.	1,4
	76 S 120	12,0	1 112 S 806	142,8	1 188 S 926	154,8

Im schalenreichen Teil der Schichtenfolge wurden mehrere zusammenhängende Schalen von *Macoma balthica* beobachtet.

Probe III enthielt 4 von Wellen bearbeitete Schalen von *Saxicava arctica* (12,4 gr) in der Fraktion > 2 mm sowie 0,4 gr *Mytilus*-Fragmente. Die Fraktion $^1/_2$-2 mm wies 0,2 gr *Mytilus*-Fragmente sowie ein Fragment von *Lacuna divaricata* auf.

Probe I enthielt 11 stark durch Wellen bearbeitete Schalen von *Saxicava arctica* (15,0 gr) sowie Fragmente von *Mytilus*-Schalen (0,2 gr). Die Fraktion umfasste 11,1 gr Molluskenschalen (*Mytilus edulis* 22 S, *Saxicava arctica* 11 S, *Lacuna divaricata* 11 und *Onoba aculeus* 5).

Echinodermata. 2 Stacheln von regulären Seeigeln (Probe II).

Zum Alter. Die Deltabildung hörte infolge der Erhöhung der Pass-Schwelle über die Meeresfläche auf. Dies fand nach Strandverschiebungskurve I etwa 7000 v. Chr. statt.

Es ist dagegen bedeutend schwieriger, den Zeitpunkt der Deponierung der unteren Partie des untersuchten Teils der Schichtenreihe zu entscheiden.

Die untere Sandschicht dürfte zum Teil von den minerogenen Ablagerungen auf den W der Ablagerungsstelle gelegenen Teilen des Plateaugebietes NW des Tals herrühren, aber auch von den Abschnitten des Plateaugebiets SO des Tals, von wo aus Spalten zu letzterem hinführen. Das erstgenannte Plateaugebiet befindet sich ungefähr 110—115 m ü. d. M., das letztgenannte erreicht dagegen in dem betreffenden Abschnitt eine Höhe von 115—130 m. Das beinahe vollständige Fehlen von Felsenstrand- und Algen-Epibionten in der unteren Sandschicht kann eine Folge davon sein, dass die Sedimentation minerogener Partikel sehr schnell stattfand, kann aber auch darauf beruhen, dass von diesen Gebieten keine Teile sich in Strandlage befanden oder als Unterlage von Algenvegetation geeignet waren. Es ist nicht unmöglich, dass diese beiden Gründe zur Schalenarmut der unteren Sandschicht gemeinsam beigetragen haben.

Die nach dem Anhäufen der unteren Sandschicht auftretende kräftige Erhöhung der Frequenz von Felsenstrandbalaniden sowie von Schalen von Algen- und Klippen-Epibionten deutet an, dass zu dieser Zeit in den erwähnten Plateaugebieten lange Klippengestade, aber auch eine reiche Algenvegetation vorhanden war. Durch die Abtragung der hier vorkommenden Mineralkörnerablagerungen waren sie zur Produktion biogener Sedimente geeignet geworden, und zwar derartiger, wie sie gewöhnlich in der Algenzone erzeugt werden.

Topographische Bedingungen einer gleichzeitigen Produktion von Felsenstrand- und Algen-Epibionten sind am frühesten im südlichen der beiden fraglichen Plateaugebiete zustande gekommen, doch kaum eher als bei einem Meeresniveau von 120—125 m über dem heutigen, d. h. um 7500 v. Chr. herum.

Die von neuem auftretende kräftige Sedimentation von minerogenen Partikeln, die zur Entstehung der oberen Sandschicht führt, dürfte zweifellos zu nicht geringem Teil darauf beruhen, dass die Pass-Schwelle — welche aus glazigenem Material besteht — in höherem Grad als zuvor der Abtragung ausgesetzt wurde, und zwar weil der Wasserstand beim Passgebiet so niedrig geworden war, dass dies hierdurch den oberflächlichen, sehr abtragungsfähigen Kräften des Meeres ausgeliefert wurde. Das beinahe vollständige Fehlen biogener Produkte in der oberen Sandschicht ist vielleicht jedoch nicht nur eine Folge davon, dass die minerogene Sedimentation aus obigem Grunde zunahm, sondern dürfte auch darauf beruhen, dass die Erzeugungsgebiete biogener Partikel zuvor über die Meeresfläche gestiegen waren. Man kann daher annehmen, dass das Endstadium des Aufbaus der schalenführenden Schicht des Deltas bei einer Meereslage von 110—115 m über der heutigen abgeschlossen war, d. h. etwas früher als 7000 v. Chr. — Wie weiter oben gesagt wurde, fand die Erhöhung der Pass-Schwelle über die Meeresoberfläche ca. 7000 v. Chr. statt.

Nr. 60 Trångkas II.

Lokalangabe. S. 27. Photokarte Vassbotten N. V.: von der oberen linken Ecke (6° 40′ und 58° 55′) aus 1 500 m S 27° O.

Lokalbeschreibung. Die betreffende Ablagerung hat den Charakter eines Strandes. Die jetzige Höhe ü. d. M. beträgt 110 m.

Der schalenführende Teil ist etwa 1 m mächtig. Die Schichtung ist konkordant; Sand und Kies nebst grösseren Schalen dominieren. Die Unterlage besteht aus schalenfreiem Sand mit kleineren Blöcken; örtlich ist ihre Konsistenz tonig. Das Fehlen von Schalen in der Oberflächenschicht kann durch Dekalzinierung herbeigeführt worden sein; die Nähe eines kleinen Moors er-

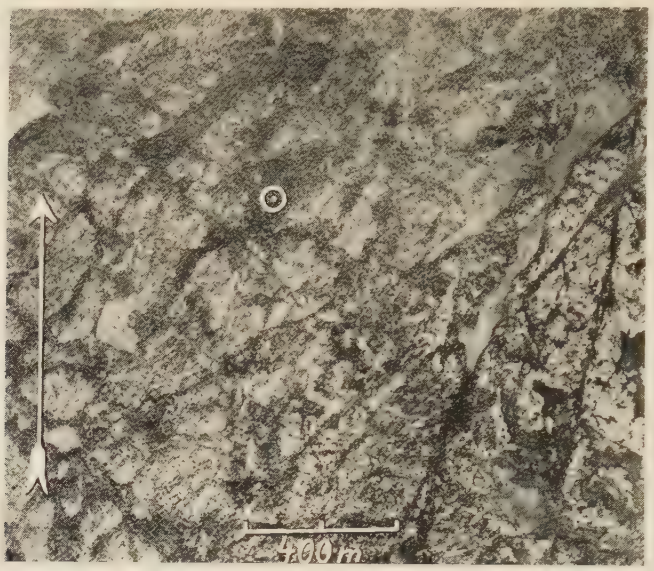


Fig. 87. Flugaufnahme. Der Kreis bezeichnet schalenführenden Altstrand.

möglichte nämlich humusreichem Wasser, durch die Oberflächenschicht hindurchzusickern und darin vorhandene Schalen zu entkalken. Drei Proben aus verschiedenen Teilen der Ablagerung zeigen folgende Zusammensetzung:

	Minerogene Partikel				Biogene Partikel			
Probe	> 2	1/2–2	< 1/2	Sa.	> 2	1/2–2	< 1/2	Sa.
1	19,7 %	34,1 %	6,5 %	60,3 %	18,5 %	19,4 %	1,7 %	39,6 %
2	15,2 »	31,1 »	5,7 »	52,0 »	24,8 »	20,7 »	2,5 »	48,0 »
3	25,0 »	22,3 »	10,9 »	58,2 »	25,4 »	12,8 »	3,7 »	41,9 »

(Der Sand unter Probe 2: > 2 mm . . . . 42 %
1/2–2 » . . . . 35 »
< 1/2 » . . . . 23 »)

Untersuchungsmaterial. Drei Proben wurden quantitativ analysiert. Das Gewicht derselben betrug 254 bzw. 230 und 282 gr. Ausserdem wurden qualitative Proben untersucht.

Die Fauna.

Folgende Gruppen sind vertreten:

Foraminifera
Cirripedia
Ostracoda
Mollusca
Echinodermata

Die Schalen sind in sämtlichen Fraktionen teilweise zerbrochen und von den Wellen bearbeitet. Viele solche Fragmente liessen sich nicht bestimmen.

Einige Schalen sind schwarzgefärbt; sie sind sichtlich aus irgendeinem Weichboden herausgespült worden.

Die Hauptmasse besteht aus Balaniden- und Molluskenschalen in folgender prozentueller Verteilung (die Fraktion < 1/2 mm wird zum grössten Teil durch Kleinfragmente von Balaniden- und Molluskenschalen gebildet, welche unbestimmbar sind; ein kleinerer Teil besteht aus Detritus von *Mytilus*-Schalen):

	1			2			3		
	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.
Balanidenschalen . . .	8,8	13,3	22,1	15,0	16,5	31,5	17,2	11,4	28,6
Molluskenschalen . . .	9,7	6,1	15,8	9,8	4,2	14,0	8,2	1,4	9,6
	18,5	19,4	37,9	24,8	20,7	45,5	25,4	12,8	38,2

In den folgenden Artenlisten bezieht sich die Anzahl auf 200 gr Referenzmasse.

Foraminifera.

	1	2	3
Quinqueloculina seminulum	4	3	8
Elphidium asklundi	45	20	120
» *incertum*	85	25	340
» *excavatum*	40	17	210
» *orbiculare*	5	.	40
Elphidiella arctica	60	29	215
	239	**94**	**933**

Cirripedia. Frequenz, siehe oben. Der grössere Teil gehört *B. balanus* an, ein kleinerer *B. balanoides* und *B. crenatus*.

Verruca strömia:

	1	2	3
Schalenteile	5	13	28

Ostracoda.

	1	2	3
Cytheridea papillosa	4	.	.
Cythere lutea	35	.	29
Hemicythere concinna . . .	8	.	.
	47	—	**29**

Mollusca. Das Verzeichnis der in den quantitativen Proben vorkommenden Arten findet sich auf S. 204.

Im Felde wurden ausser den in den quantitativen Proben gefundenen Arten folgende beobachtet:

Cardium edule
Zirphaea crispata
Acmaea virginea
Natica clausa
Buccinum undatum var. *fragilis*

Von *Cardium edule* wurde nur eine Schale (nur 12 mm lang) wahrgenommen.

Echinodermata.

Stacheln von	1	2	3
Regulären Seeigeln	35	105	60
Irregulären »	1	.	.

Zum Alter. Wie in der Lokalbeschreibung erwähnt, ist die vorliegende Ablagerung in Strandlage gebildet worden. Die Strandzone passierte die Ablagerungsstelle etwas vor 7000 v. Chr. (Strandverschiebungskurve I).

Mollusca.

	1			2			3		
	>2	1/2–2	Sa.	>2	1/2–2	Sa.	>2	1/2–2	Sa.
Mytilus edulis	F	3 S	3 S	F	11 S	11 S	F	7 S	7 S
	0,1	*2,7*	*2,8*	*0,6*	*1,1*	*1,7*	*0,1*	*0,4*	*0,5*
Pecten islandicus	.	1 F	.	1 F	1 F	.	1 F	.	.
	.	.	.	*0,3*	.	*0,3*	*0,7*	.	*0,7*
Astarte borealis	1 S	.	1 S	.	.	.	.	.	.
	8,1	.	*8,1*	.	.	.	.	.	.
» *banksi*	.	1 S	1 S	.	1 S	1 S	.	1 S	1 S
» *elliptica*	1 S	.	1 S	.	.	.	.	.	.
	0,1	.	*0,1*	.	.	.	.	.	.
Macoma balthica	1 S	.	1 S	.	.	.	1 S	.	1 S
» *calcarea*	.	4 S	4 S	2 S	2 S	4 S	2 S	.	2 S
	.	*0,1*	*0,1*	*0,1*	.	*0,1*	*0,2*	.	*0,2*
Saxicava arctica	5 S	14 S	19 S	4 S	2 S	6 S	6 S	17 S	23 S
	5,0	*0.3*	*5,3*	*2,8*	*0,1*	*2,9*	*6,0*	*0,3*	*6,3*
Mya truncata	F	.	.	4 S	2 S	6 S	4 S	1 S	5 S
	1,9	.	*1,9*	*9.3*	*0,1*	*9,4*	*5,0*	.	*5,0*
Tonicella marmorea	.	3 Pl	3 Pl	1 Pl	2 Pl	3 Pl	1 Pl	2 Pl	3 Pl
Lepeta coeca	.	.	.	1	1	2	.	.	.
Margarites helicina	.	.	.	.	.	.	.	3	3
Lacuna divaricata	.	8	8	3	3	6	.	15	15
Littorina littorea	3	9	12	2	21	23	6	16	22
	1,2	*0,2*	*1,4*	*1,0*	*0,2*	*1,2*	*0,9*	*0,2*	*1,1*
» *palliata*	.	2	2	.	1	1	.	.	.
Onoba aculeus	.	3	3	.	.	.	.	6	6
Rissoa interrupta	.	2	2	.	.	.	.	.	.
Homalogyra atomus	.	.	.	.	1	1	.	.	.
Trophon sp.	.	.	.	1	.	1	.	.	.
Unbestimmbare Reste	*2,9*	*8,9*	*11,8*	*5.4*	*6.9*	*12,3*	*3,5*	*1,9*	*5,4*
	8 S	22 S	30 S	10 S	18 S	28 S	13 S	26 S	39 S
	3	24	27	7	27	34	6	40	46
	19,3	*12,2*	*31,5*	*19,5*	*8,4*	*27,9*	*16,4*	*2,8*	*19,2*

Nr. 44 Valbacken I.

Lokalangabe. S. 27. Photokarte Buar S. V.: von dem Fixpunkte 105,26 aus 425 m N 65° W.

Lokalbeschreibung. Die Ablagerung wurde in Form eines Deltas als seichte Litoralbildung angehäuft. Sie liegt unmittelbar NO des Passgebiets in einem dem SW—NO-Spaltensystem angehörenden Tal; das aus Felsgrund bestehende Passgebiet liegt 104 m ü. d. M. Die Ablagerung scheint ihre gegenwärtige Oberflächengestaltung in Strandlage erhalten zu haben. — Der näher untersuchte proximale Teil der Ablagerung liegt 99,5 m ü. d. M.

Die Ablagerung ist mit Sandfazies ausgebildet worden; sie hat keine ausgeprägte Schichtung. In einem Horizont von ungefähr 1 m sind die Überreste einer subfossilen Schalenfauna eingeschlossen; die Schalen gewisser endobiontischer Seichtwassermuscheln (besonders *Cardium edule* und *Macoma balthica*) kommen darin allgemein vor. Diese schalenführende Schicht liegt zunächst auf schalenfreiem Sand auf, der eine dünne Schicht über dem Felsen bildet.

Die prozentuelle Partikelverteilung der schalenführenden Schicht ist folgende:

	> 2	1/2–2	< 1/2	Sa.
Minerogene Partikel	1,3	14.2	61,8	77,3
Biogene Partikel	6,2	5.7	10,8	22,7
	7,5	19,9	72,6	100,0

Zum Vergleich mit der prozentuellen Gewichtszusammensetzung der Mineralkornphase werden die entsprechenden Daten des unterlagernden schalenfreien Sandes mitgeteilt.

	> 2	1/2–2	< 1/2	Sa.
Schalenführender Sand . . .	1,7	18,3	80,0	100,0
Darunterliegender Sand . . .	0.3	11,3	88.4	100,0

Es geht aus der Tabelle hervor, dass eine Verschiebung der Partikelverteilung während des Sedimentationsprozesses in der Richtung stattgefunden hat, dass die grösseren Partikel an Anzahl zu- und die kleineren abnehmen.

Untersuchungsmaterial. Die Zusammensetzung der schalenführenden Schicht wurde an einer Probe von 500 gr untersucht. (Die Frequenz der Foraminiferen, Ostracoden und Echinodermen wurde bei der Quantitätsanalyse von 100 gr Sediment festgestellt.) Ausserdem wurde eine qualitative Probe (770 gr) untersucht. Die Zusammensetzung des unterlagernden schalenfreien Sandes wurde durch Analyse einer Probe von 221 gr festgestellt.

Die Fauna.

Folgende Tiergruppen sind vertreten:

Foraminifera
Cirripedia
Ostracoda
Mollusca
Echinodermata

Die Hauptmenge der Schalen stammt von Balaniden und Mollusken. Das Verhältnis zwischen diesen ist in den Fraktion 1/2–2 und > 2 mm:

	> 2	1/2–2	Sa.
Molluskenschalen . . .	39,2 %	28.5 %	67,7 %
Balanidenschalen . . .	13.1 »	19.2 »	32,3 »
	52,3 %	47,7 %	100,0 %

Die Fraktion < 1/2 mm besteht hauptsächlich aus Fragmenten von *Mytilus*-Schalen. Die Frequenz der folgenden Artenlisten bezieht sich auf 200 gr Referenzmasse.

Foraminifera.

Lagena squamosa	2	*Elphidium orbiculare*	2
Nonion labradoricum	50	» *asklundi*	10
Elphidium incertum	42	*Elphidiella arctica*	2
» » var. *clav* . . .	6	*Cibicides lobatula*	104
» *excavatum*	38		256

Cirripedia. Frequenz, siehe oben. Die Balanidenschalen bestehen beinahe ausschliesslich aus *B. balanoides* und *B. crenatus*. Von *B. balanus* kommen vereinzelte, von Wellen bearbeitete Schalen vor.

Ostracoda.

Cythere lutea	142
Hemicythere emarginata	2
Cythereis tuberculata	2
	146

Mollusca.

	> 2	1/2–2	Sa.
Mytilus edulis	1 S	26 S	27 S
	2,0	*6,6*	*8,6*
Anomia squamula	.	1 S	1 S
Cyprina islandica	1 F	.	.
	2,2	.	*2,2*
Cardium edule	3 S	2 S	5 S
	1,5	.	*1,5*
Macoma calcarea	.	1 S	1 S
» *balthica*	3 S	2 S	5 S
	3,6	.	*3,6*
Saxicava arctica	1 S	.	1 S
	0,8	.	*0,8*
Mya truncata	.	1 S	1 S
Lepeta coeca	.	1	1
Margarites helicina	.	1	1
Lacuna divaricata	1	23	24
Littorina littorea	5	20	25
	2,7	*0,1*	*2,8*
» *obtusata*	1	2	3
	0,1	.	*0,1*
Hydrobia ulvae	1	12	13
Onoba aculeus	2	.	2
» *striata*	.	1	1
» sp. juv.	.	26	26
Homalogyra atomus	.	1	1
Unbestimmbare Reste	*0,1*	*0,1*	*0,2*
	8 S	33 S	41 S
	10	87	97
	13,0	*6,8*	*19,8*

In einer qualitativen Probe wurden ausserdem *Astarte banksi* var. *warhami* und *Tonicella* sp. beobachtet.

Echinodermata. 18 Stacheln von regulären Seeigeln.

Zum Alter. Die minerogenen Konstituenten der Ablagerung müssen grösstenteils von Mineralkornschichten im Passgebiet oder unmittelbar W oder SW davon herstammen. Die erwähnte Verschiebung der Korngrössenzusammensetzung der minerogenen Phase auf grössere Partikeldimensionen nach oben zu gibt deutlich an, dass die Intensität der abtragenden und transportierenden Kräfte zugenommen hat, wahrscheinlich als Folge der Verminderung des Durchlasses an der Pass-Schwelle (in Zusammenhang mit der Abschnürung des Altsundes).

Die Abschnürung fand ungefähr 6900 v. Chr. statt (Strandverschiebungskurve I). Während der zunächst vorangehenden Zeit muss die in den Deltasedimenten lebende Endofauna mit *Cardium edule* und *Macoma balthica* im Wirbelraum hinter der Pass-Schwelle, wohin nahrungsreiches Wasser geführt wurde und wo die Wasserzirkulation gut war (vgl. S. 12), optimale Lebensbedingungen besessen haben. Das Passgebiet selbst dürfte nach seiner Befreiung von minerogenen Schichten für Epibionten verschiedener Art (z. B. *Cibicides*

lobatula, *Cythere lutea*, sämtliche in der Artenliste aufgeführten Gastropoden sowie die Balaniden der *Balanus*-Grenze) einen ausgezeichneten Lebensraum gebildet haben.

Die Ablagerung wurde etwa ein Jahrhundert nach Erhöhung der Pass-Schwelle zur Meeresoberfläche in Strandlage gebracht.

Aus der Erörterung dürfte hervorgegangen sein, dass die Hauptmasse der Ablagerung rund gerechnet 7000 v. Chr. und vielleicht etwas früher angehäuft wurde.

— HÄGG hat diese Ablagerung unter die von ihm unterschiedenen *Cardium*-Bänke eingeordnet (1924, S. 475). Vgl. weiter S. 324.

Nr. 11 Kolbomon.

Lokalangabe. S. 26. Photokarte Kongbäck S. O.: von der S-Spitze des Kolbosees aus 620 m N 55° O.

Lokalbeschreibung. Die Ablagerung (Fig. 83), die eine ziemlich weitgedehnte und ebene Terrasse 75 m ü. d. M. bildet, erhielt sicher ihr endgültiges Aussehen in Strandlage.

Die Materialzufuhr scheint jedoch wenigstens teilweise infolge von Regradation stattgefunden zu haben, was daraus vermutet werden kann, dass die Strandterrasse im Anschluss an eine höhere Regradationsterrasse liegt, die am Fusse eines Plateaugebietes im SO der Ablagerungsstelle angehäuft wurde

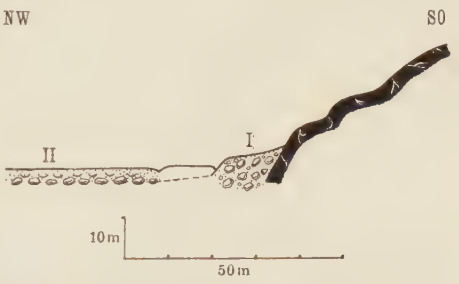


Fig. 88. Querschnitt der Strand- (II) und der Regradationsterrasse (I). — Zwischen I und II Landstrasse.

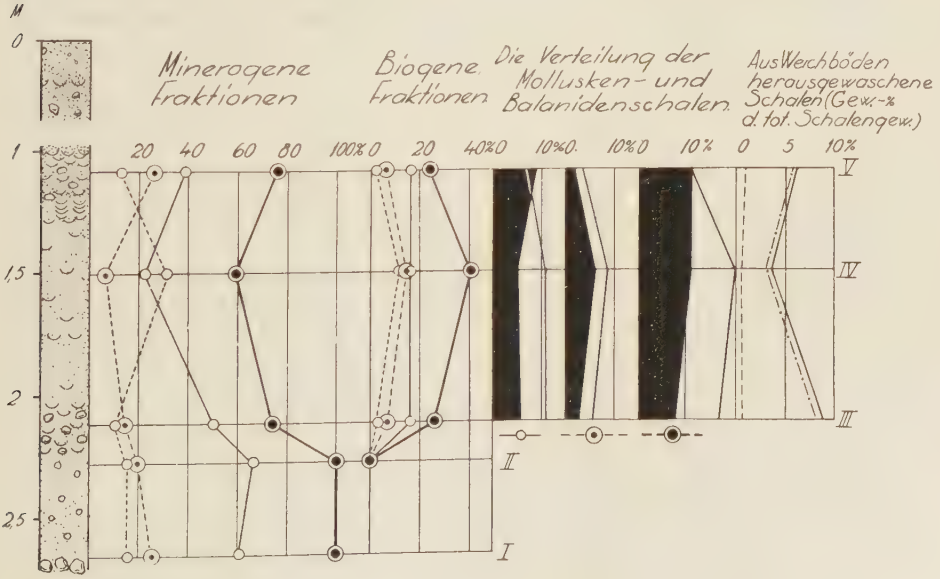


Fig. 89. Profil und Partikelverteilung. Zeichenerklärung S. 327.

(letzteres erhebt sich stufenweise bis > 100 m ü. d. M.). Wie aus einer Profilskizze (Fig. 88) hervorgeht, besteht die höhere Terrasse aus grobem Material (Blöcke, Kies und Sand). Die in der Basalpartie des untersuchten Profils der Strandterrasse beobachtete schalenfreie Kies- und Sandschicht mit eingeschlossenen Blöcken bildet die distale Forsetzung der höheren Terrasse. Die Schichtenreihe der Strandterrasse gleich über dieser Basalpartie kennzeichnet sich durch eine ungefähr 1,25 m mächtige Serie von grob- und feinsandigen schalenführenden Schichten in Wechsellagerung. Die Oberflächenschicht der Terrasse, die sich unmittelbar über diesem Horizont anschliesst, besteht aus ungefähr 1 m mächtigem Grobsand mit darin eingeschlossenen dünnen Schalenschichten.

Untersuchungsmaterial. In einem Abstand von etwa 50 m vom Fuss des Plateaugebietes wurde ein ca. 2,5 m hohes Profil der Strandterrasse aufgenommen. Die hierbei erhaltenen Proben erfuhren quantitative und qualitative Analysen. Zwecks quantitativer Bestimmung wurde eine aus 5 Proben bestehende Analysenmenge von insgesamt 1 030 gr untersucht. Qualitativ geschah dies mit einer weiteren Menge von zusammen 1 650 gr. Im Felde wurden die biogenen Bestandteile einer durch Strassenarbeiten sekundär umgelagerten Partie der Terrasse näher beim Fusse des Berges einer Durchsicht unterzogen.

Flora und Fauna.

Folgende Pflanzen- und Tiergruppen sind in der Schalenmasse vertreten:

Algae	Cirripedia
Foraminifera	Ostracoda
Spongia	Mollusca
Polychaeta	Echinodermata

Das Verhältnis zwischen den Hauptkomponenten der Schalenmasse — Balaniden- und Molluskenschalen — ergibt sich aus der graphischen Darstellung in Fig. 89. Die biogene Fraktion < 1/2 mm enthält hauptsächlich Fragmente von *Mytilus*-Schalen, aber ausserdem mit Schloss versehene Molluskenschalen, Gastropoden, Foraminiferen und Ostracoden.

Die Individuenzahl der Artenlisten bezieht sich auf Frequenzmengen von 200 gr.

Algae. Krusten von *Lithothamnion* sp. auf Balanidenschalen.

Foraminifera.

	III			IV			V		
	1/2–2	< 1/2	Sa.	1/2–2	< 1/2	Sa.	1/2–2	< 1/2	Sa.
Miliammina fusca	.	.	.	.	39	39	.	.	.
Quinqueloculina sem.	.	5	5	15	.	15	3	8	11
Pyrgo cf. *elongata*	.	.	.	1	.	1	.	.	.
Lagena laevis	1	.	1	.	.	.	.	.	.
Nonion labradoricum	.	36	36	1	267	268	.	26	26
Elphidium excavatum	.	400	400	9	6 500	6 509	.	520	520
» *incertum*	.	145	145	4	1 200	1 204	.	120	120
» *asklundi*	.	.	.	1	50	51	.	5	5
» *orbiculare*	.	.	.	1	.	1	.	.	.
Cibicides lobatula	28	196	224	147	3 055	3 202	28	815	843
	29	782	811	179	11 111	11 290	31	1 494	1 525

Spongia. *Cliona celata.*

Polychaeta. In Probe IV Röhren von *Serpula vermicularis.*

Cirripedia. Die Frequenz der Balanidenschalen ergibt sich aus der graphischen Darstellung in Fig. 89. In den Proben III und IV finden sich vorwiegend Schalen von *B. balanoides* und *B. crenatus.* Einige wenige geschwärzte und von Wellen bearbeitete Schalen von *B. balanus* sind eingelagert.

In Probe V dominiert *B. balanus.*

Verruca strömia:

	III	IV	V
Schalenteile	36	108	60

Ostracoda.

	III	IV			V
	< 1/2	1/2–2	< 1/2	Sa.	< 1/2
Cyprideis sorbyana	.	.	.	.	8
Cytheridea papillosa	.	4 (4)	76	80 (4)	.
Cythere lutea	275 (62)	.	1 400 (230)	1 400 (230)	158 (8)
Hemicythere emarginata . . .	5	.	37	37	8
concinna	. .	2 (2)	.	2 (2)	.
Cythereis tuberculata	.	2 (2)	.	2 (2)	.
Cytheropteron cf. *pyramidale* . .	.	.	78	78	.
	280 (62)	8 (8)	1 591 (230)	1 599 (238)	174 (8)

Mollusca. Die bei der quantitativen Analyse beobachteten Arten sind in Tabelle S. 210 zu finden.

Ausser diesen Arten wurden Schalen von folgenden im Felde eingesammelt:

Hinnites pusio var. *distortus*
Cyprina islandica
Lucina borealis
Thracia villosiuscula
Trichotropis borealis
Velutina velutina
Trophon clathratus
» *truncatus*
Buccinum undatum
Nassa pygmaea

Wie zuvor erwähnt, zählen zur Fraktion < 1/2 mm bestimmbare Reste von Molluskenschalen. Diese verteilen sich auf folgende Weise:

	III	IV	V
Dacrydium vitreum	38 (6)	506 (152)	60
Mytilus edulis	108 (20)	2 622 (382)	172
Cardium edule	.	.	8
Saxicava arctica	10	152	34
Margarites helicina	6	.	.
Mölleria costulata	5	.	.
Homalogyra atomus	.	78	.
Gastropoda indet.	260	1 900	340
	427 (26)	**5 258 (534)**	**614**

Echinodermata. In den Fraktionen < 1/2 und 1/2–2 mm finden sich Stacheln von sowohl regulären als irregulären Seeigeln, und zwar in folgender Anzahl:

Stacheln von	III	IV	V
Regulären Seeigeln . .	120	208	168
Irregulären » . .	78	289	72
	198	**497**	**240**

Die regulären Stacheln gehören ausser zu *Strongylocentrotus* oder *Echinus* auch zur Gattung *Psammechinus* (cf. *P. miliaris*).

Mollusca.

	III			IV			V		
	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.
Nucula nitida	.	.	.	.	.	.	.	F	.
Leda minuta	.	1 S	1 S	.	.	.	.	.	.
Dacrydium vitreum	.	.	.	.	9 S	9 S	.	.	.
Modiola modiolus	1 S	.	1 S	.	.	.	5 F	.	.
	0,1	.	*0,1*	.	.	.	*0,2*	.	*0,2*
Mytilus edulis	13 S	152 S	165 S	9 S	269 S	278 S	15 S	92 S	107 S
	1,5	*10,2*	*11,7*	*2,6*	*9,0*	*11,6*	*1,3*	*14,7*	*16,0*
Pecten islandicus	5 F	F	.	1 F	1 F	.	.	F	.
	0,2	.	*0,2*	*0,1*	.	*0,1*	.	.	.
» *testae*	.	F	.	.	.	.	.	.	.
Anomia squamula	.	.	.	.	1 S	1 S	.	.	.
» *striata*	.	.	.	1 S	.	1 S	.	.	.
Astarte banksi	1 S	3 S	4 S	.	1 S	1 S	1 S	2 S	3 S
	.	.	.	.	.	.	*0,1*	.	*0,1*
elliptica	.	.	.	.	.	.	1 S	.	1 S
Montacuta bidentata	.	8 S	8 S	.	9 S	9 S	.	2 S	2 S
Cardium edule	1 S	3 S	4 S	1 S	18 S	19 S	1 S	1 S	2 S
	0,1	.	*0,1*	.	*0,1*	*0,1*	.	.	.
Abra alba	.	.	.	.	3 S	3 S	.	.	.
Macoma calcarea	.	3 S	3 S	.	1 S	1 S	.	1 S	1 S
» *balthica*	1 S	.	1 S	1 S	.	1 S	.	.	.
	.	.	.	*0,1*	.	*0,1*	.	.	.
Saxicava arctica	6 S	25 S	31 S	.	81 S	81 S	.	12 S	12 S
	0,1	*1,1*	*1,2*	.	*0,3*	*0,3*	.	*1,2*	*1,2*
Mya truncata	.	.	.	.	1 S	1 S	.	1 S	1 S
Thracia villosiuscula	.	.	.	.	.	.	1 S	.	1 S
Zirphæa crispata	1 F	.	.	.	.	.	.	.	.
Tonicella marmorea	.	1 Pl	1 Pl	.	1 Pl	1 Pl	.	4 Pl	4 Pl
Lepidopleurus asellus	.	1 Pl	1 Pl	.	1 Pl	1 Pl	.	1 Pl	1 Pl
Puncturella noachina	3	4	7	2	17	19	.	4	4
Acmaea virginea	.	.	.	2	2	4	.	1	1
Lepeta coeca	.	F	.	.	1	1	.	1	1
Margarites helicina	.	3	3	.	24	24	.	9	9
» *grönlandica*	.	.	.	.	1	1	.	.	.
Gibbula cineraria	.	9	9	.	18	18	.	5	5
	.	*0,1*	*0,1*	.	*0,2*	*0,2*	.	.	.
tumida	.	.	.	2	.	2	1	.	1
	.	.	.	*0,4*	.	*0,4*	.	.	.
Mölleria costulata	.	3	3	.	.	.	.	.	.
Lacuna divaricata	.	36	36	1	132	133	.	23	23
	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*	.	.	.
Littorina littorea	5	152	157	11	135	146	3	148	151
	0,3	*1,0*	*1,3*	*7,8*	*1,1*	*8,9*	*0,4*	*1,0*	*1,4*
rudis	.	2	2	.	1	1	.	.	.
obtusata	1	.	1	1	1	2	.	.	.
	.	.	.	*0,1*	.	*0,1*	.	.	.
Hydrobia ulvae	.	.	.	.	7	7	.	53	53
Onoba striata	.	13	13	.	175	175	.	84	84
	.	.	.	.	*0,2*	*0,2*	.	*0,1*	*0,1*
Alvania punctura	.	.	.	.	2	2	.	.	.
Rissoa interrupta	.	3	3	.	2	2	.	.	.
Homalogyra atomus	.	.	.	.	1	1	.	.	.
Parthenina interstincta	.	.	.	.	.	.	.	2	2
Odostomia unidentata	.	2	2	.	4	4	.	12	12
Taranis mörchii	1	.	1	.	.	.	.	.	.
Diaphana hyalina	.	.	.	.	2	2	.	.	.
Unbestimmbare Reste	*1,0*	.	*1,0*	*0,9*	.	*0,9*	*1,7*	*0,3*	*2,0*
	23 S	195 S	**218 S**	12 S	393 S	**405 S**	19 S	111 S	**130 S**
	10	227	**237**	19	525	**544**	4	342	**346**
	3,3	*12,4*	***15,7***	*12,0*	*11,0*	***23,0***	*3,7*	*17,3*	***21,0***

Zum Alter. Nach Strandverschiebungskurve I befand sich die Strandterrasse etwa 6 300 v. Chr. in Strandlage.

Die biogenen Bestandteile sind wahrscheinlich zum Teil noch älter. Gewisse Partikel wurden vermutlich gleichzeitig mit der Regradationsanreicherung der minerogenen Distalsedimente eingelagert, welch letztere dann zu dem ebenen Plateau umgelagert wurden, als sie in Strandlage kamen; andere Partikel wurden offensichtlich in den Strandsedimenten redeponiert, nachdem sie aus Weichböden abgetragen worden waren, die eine Erosionslage erhalten hatten. — Es lässt sich indessen nichts mit Gewissheit über den Umfang und das Alter derartiger umgelagerter Partikel sagen. Ich rechne also bei der Ermittlung der Einwanderungsfolge der schalentragenden marinen Organismen damit, dass die Arten, die in der vorliegenden Ablagerung, aber nicht in unzweideutig älteren Schichten vorkommen, um 6 300 v. Chr. oder unmittelbar vorher eingewandert sind.

Nr. 68 Treje.

Lokalangabe. S. 27. Photokarte Överby S. O.: von Triangulationspunkt Trejekullen (99,1) aus 100 m O.

Lokalbeschreibung. Diese schalenführende Ablagerung ist als ein Delta an der NO-Seite der Schwelle eines SW-NO-Tals entstanden.

Die näher gelegenen Teile des Plateaus SO des Tales liegen hauptsächlich in einer Höhe von ungefähr 80 m ü. d. M. Das Plateau NW davon weist in der Nähe des Tales eine Höhe von 99 m auf (Triangulationspunkt Trejekullen). — Die Höhe der Talschwelle ü. d. M. ist 73 m. Sie besteht aus einer kleinen das Tal überquerenden Endmoräne. Ein Profil etwa in der Mitte des Deltas (Höhe ü. d. M. 69 m) zeigt folgende Schichtung (Fig. 91):

A. Ton. In den unteren Teilen schalenfrei, in den oberen ein wenig schalenführend, wo ausserdem Blöcke ohne angewachsene Schalen eingelagert sind.

Fig. 90. Flugaufnahme. Der Kreis bezeichnet die Probenentnahmestelle im Delta.

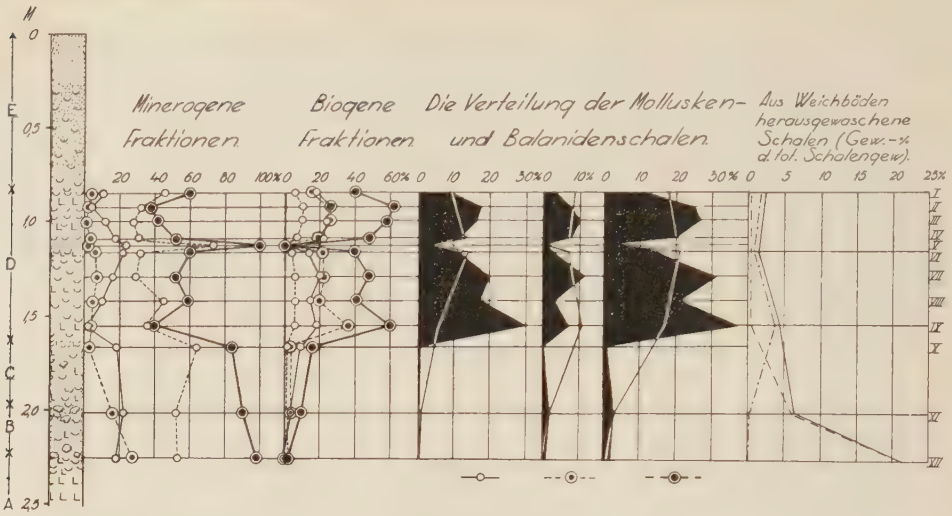


Fig. 91. Profil und Partikelverteilung. Zeichenerklärung S. 327.

B. Schalenarmer Sand, von Blöcken mit angewachsener Epifauna überlagert (hauptsächlich *Pomatoceros triqueter*, Fig. 92).

C. Sand mit eingeschlossener Endofauna (u. a. *Mya truncata*).

D. Wechsellagerung zwischen makroskopisch reinen Schalenschichten und sehr schalenreichen Tonen (20 Schichten). Eine schalenfreie dünne Sandschicht ist eingesprengt (Probe V).

E. Sand. In den unteren Teilen schwach schalenführend, in den oberen schalenfrei.

Die Verteilung der minerogenen und biogenen Bestandteile der Schichtenserie geht näher aus der ebengenannten Fig. 91 hervor.

Untersuchungsmaterial. Die Verteilung der minerogenen und biogenen Partikel wurde durch Analyse von Mengen zwischen 200 und 526 gr festgestellt.

Eine restlose quantitative Fauna-Analyse wurde an den Proben I, VI, IX, XI und XII durchgeführt. Die Analysenmenge betrug 200 gr bei den drei erstgenannten und 526 bzw. 400 gr bei den zwei letzterwähnten Proben.

Bei den restlichen Proben wurden die Analysen nur zum Teil quantitativ ausgeführt, indem nämlich die Fraktion > 2 mm vollständig analysiert wurde, die übrigen Fraktionen dagegen unvollständig. Solcherart wurde in der Fraktion $^1/_2$–2 mm die Frequenz der Balaniden- und Molluskenschalen bestimmt. Der Rest der Proben wurde nur qualitativ durchgesehen. Die Analysenmenge betrug 200 gr. Das Ergebnis wird nur dann mitgeteilt, wenn Arten auftraten, die in den vollständig analysierten Proben nicht vorkamen oder sich sonstwie als bemerkenswert erwiesen.

Die Flora und Fauna.

Folgende Pflanzen- und Tiergruppen sind in der Ablagerung vertreten:

Algae
Foraminifera
Spongia
Polychaeta
Cirripedia
Ostracoda
Crustacea decapoda
Mollusca
Brachiopoda
Echinodermata

Die Verteilung der Hauptkomponenten der Schalenmasse, nämlich der Balaniden- und Molluskenschalen, findet ihre graphische Darstellung in Fig. 91.

Mytilus edulis nimmt, was die Häufigkeit betrifft, eine Sonderstellung ein. Das prozentuelle Gewichtsverhältnis zwischen Schalen dieser Art, Balanidenschalen und solchen der übrigen zur Formation zählenden Arten ist folgendes:

Schalen von	XI	IX	VI	I
Mytilus edulis	7	60	28	44
Balaniden	8	35	65	51
Übrigen Arten	85	5	7	5
	100	100	100	100

Anm. Etwa 50 % der »übrigen Arten« in Probe XI bestehen aus Polychätenröhren.
In den folgenden Artenlisten bezieht sich die Frequenz auf eine Referenzmenge von 200 gr.

Algae. Auf Blöcken und Schalen der oberen Geröllschicht ist *Lithothamnion* sp. reichlich vorhanden.

Foraminifera.

	XII	XI	IX	VI	I
Miliammina fusca	4	14	1	.	3
Quinqueloculina seminulum	1	169	17	45	114
Polymorphina acuta	.	1	.	1	.
» cf. *compressa*	.	.	.	2	.
Globulina gibba	.	1	1	.	.
Nonion labradoricum	8	10	6	9	13
Elphidium excavatum	.	.	1	.	1
» *incertum*	.	.	.	.	1
Cassidulina crassa	.	2	.	.	.
Cibicides lobatula	71	282	122	204	309
	84	**479**	**148**	**261**	**441**

Spongia. Eine von *Cliona celata* angebohrte Schale in Probe X.

Polychaeta. *Spirorbis borealis:* 2 Exemplare in Probe X. *Pomatoceros triqueter* bekleidet sehr reichlich Steine und Schalen in Probe XI. In Probe VII eine Röhre von *Sabella* sp.

Cirripedia. Die Frequenz der Balanidenschalen in der Schichtenserie geht aus der graphischen Darstellung in Fig. 91 und aus der vorstehenden Tabelle hervor. In den Proben I–X sind die Seitenschalen der Balaniden mit wenigen Ausnahmen mit quergestellten Innenwänden versehen. (In den Proben III und IX einige schwarzgefärbte Schalen von *B. balanus*.)

Balanus balanus dominiert dagegen in Probe XI. In dieser Probe wurde ausserdem ein Fragment einer *B. hameri* angehörenden Seitenschale wahrgenommen.

Verruca strömia:

	XII	XI	IX	VI	I
Schalenteile	71	200	70	460	240

Anm. In Probe XI eine grosse Anzahl auf Steinen und Schalen festsitzend (*Anomia* etc.).

Ostracoda.

	XII	XI	IX	VI	I
Cyprideis sorbyana	1	1	7	1	3
Cytheridea papillosa	27 (2)	16	1	1	2
» *tuberculata*	9	5	6	1	6
Cythere lutea	.	6 (2)	4	4	26
Hemicythere emarginata	5	.	.	.	.
» *concinna*	11	5	4	2	4
Cythereis leioderma	.	.	1	.	2
» *dunelmensis*	1	3	5	.	.
	54 (2)	**36 (2)**	**28**	**9**	**43**

Crustacea decapoda. In den Proben I und XI Extremitätenreste.

Mollusca.

	XII			XI			IX			VI			I		
	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.
Nucula nitida	.	.	.	2 S	7 S	9 S	2 S	10 S	12 S	4 F	1 S	1 S	.	3 S	3
	.	.	.	*0,3*	.	*0,3*	*0,1*	.	*0,1*	*0,2*	.	*0,2*	.	.	.
» *nucleus*	.	.	.	.	.	.	1 S	.	1 S	.	.	.	.	.	.
Leda minuta	.	1 S	1 S	.	1 S	1 S	.	.	.	.	F	.	.	1 F	.
Dacrydium vitreum	.	.	.	4 S	.	4 S	.	61 S	61 S	.	37 S	37 S	.	87 S	87
Modiola modiolus	F	.	.	.	.	.	3 F	.	.	.	.	.	.	.	.
	1,2	.	1,2	.	.	.	*0,5*	.	*0,5*	.	.	.	.	.	.
Mytilus edulis	.	F	.	1 F	74 S	74 S	290 S	1 276 S	1 566 S	145 S	1 500 S	1 645 S	65 S	714 S	779
	.	*0,1*	*0,1*	.	*0 4*	*0,4*	*13,2*	*20,4*	*33,6*	*4,6*	*12,4*	*17,0*	*5,0*	*15,6*	*20,*
Pecten islandicus	.	.	.	.	F	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
» *testae*	.	F	.	1 S	2 S	3 S	2 F	F	.	1 F	F	.	.	.	.
	.	*0,1*	*0,1*	*0,2*	*0,1*	*0,3*	.	.	.	.	.	.	.	.	.
» sp.	1 S	1 S	2 S	1 S	F	1 S	.	.	.	.	F	.	1 F	F	.
	0,1	.	*0,1*	*0,1*	.	*0,1*	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Anomia squamula	.	7 S	7 S	2 S	166 S	168 S	1 S	47 S	48 S	.	68 S	68 S	.	15 S	15
	.	.	.	.	*0,2*	*0,2*	.	.	.	.	.	.	.	.	.
» *striata*	.	.	.	1 S	.	1 S	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	.	.	.	*2,4*	.	*2,4*	.	.	.	.	.	.	.	.	.
» *aculeata*	.	2 S	2 S	.	6 S	6 S	1 S	.	1 S	1 S	3 S	4 S	.	2 S	2
Astarte banksi	1 S	1 S	2 S	.	1 S	1 S	.	.	.	.	.	.	.	.	.
» *elliptica*	1 S	.	1 S	.	3 S	3 S	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	0,7	.	*0,7*	.	*0,1*	*0,1*	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Kellyella miliaris	.	.	.	.	1 S	1 S	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Kellya suborbicularis	.	.	.	.	1 S	1 S	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Montacuta bidentata	.	.	.	.	.	.	.	8 S	8 S	.	47 S	47 S	.	19 S	19
	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*	.	.	.
» *ferruginosa*	.	.	.	.	.	.	.	1 S	1 S	.	.	.	.	.	.
Cardium edule	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	F	.	.	.	.
» *minimum*	.	.	.	.	.	.	.	4 S	4 S	.	.	.	.	6 S	6
» *nodosum*	.	.	.	.	2 S	2 S	.	2 S	2 S	.	.	.	1 S	F	1
Abra alba	.	1 S	1 S	1 S	31 S	32 S	.	14 S	14 S	1 S	18 S	19 S	.	3 S	3
	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Saxicava arctica	.	.	.	2 S	118 S	120 S	3 S	106 S	109 S	3 S	124 S	127 S	1 S	78 S	79
	.	.	.	*0,1*	*0,3*	*0,4*	*0,2*	*0,3*	*0,5*	*0,1*	*0,3*	*0,4*	*0,2*	*0,2*	0
Mya truncata	.	.	.	.	1 S	1 S	.	1 S	1 S	.	1 S	1 S	.	.	.
Zirphaea crispata	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	3 S	3 S	.	.	.
Tonicella marmorea	.	.	.	.	.	.	2Pl	.	2Pl	.	.	.	.	.	.
Puncturella noachina	.	.	.	.	.	.	.	1	1	.	.	.	.	2	2
Acmaea virginea	.	.	.	.	1	1	2	12	14	2	31	33	.	2	2
	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*	.	.	.
» *rubella*	.	.	.	.	.	.	.	1	1	.	.	.	.	.	.
Lepeta coeca	1	2	3	1	2	3	.	2	2	.	4	4	.	2	2
Margarites helicina	.	1	1	.	1	1	.	4	4	.	29	29	.	12	12
» *grönlandica*	.	.	.	.	3	3	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Gibbula cineraria	.	.	.	.	3	3	1	25	26	.	57	57	.	25	25
	.	.	.	.	.	.	.	*0,2*	*0,2*	.	*0 3*	*0,3*	.	*0,2*	0
» *tumida*	.	.	.	.	.	.	1	.	1	.	.	.	.	.	.
Skenea planorbis	.	.	.	.	.	.	.	3	3	.	.	.	.	.	.
Mölleria costulata	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	F	.
Lacuna divaricata	.	.	.	.	3	3	1	37	38	1	80	81	.	49	49
Littorina littorea	.	.	.	.	.	.	1	4	5	3	9	12	.	2	2
	.	.	.	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*	*0,1*	*0,1*	*0,2*	.	.	.
» *rudis*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	2	.	2	.	.	.
» *obtusata*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	5	5	.	2	2
Hydrobia ulvae	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Onoba striata	.	.	.	.	134	134	.	52	52	.	220	220	.	213	213
	.	.	.	.	*0,3*	*0,3*	.	*0,1*	*0,1*	.	*0,4*	*0,4*	.	*0,4*	0

	XII			XI			IX			VI			I		
	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–1	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.
Cinobа proxima	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	2	2	.	1	1
Rissoa interrupta	.	.	.	.	.	.	.	24	24	.	26	26	.	2	2
Alvania punctura	.	.	.	.	5	5	.	23	23	.	11	11	.	1	1
Pomalogyra atomus	.	.	.	.	.	.	.	13	13	.	1	1	.	23	23
Caecum glabrum	.	.	.	.	.	.	.	1	1	.	2	2	.	.	.
Parthenina spiralis	.	.	.	.	4	4	.	2	2	.	4	4	.	F	.
» *interstincta*	.	.	.	.	.	.	.	1	1	.	.	.	.	.	.
Menestho insculpta	.	1	1	.	2	2	.	1	1	.	4	4	.	.	.
Odostomia unidentata	.	.	.	.	15	15	.	7	7	.	23	23	.	7	7
Turbonilla indistincta	.	.	.	.	12	12	.	.	.	.	14	14	.	8	8
Lunatia nitida	.	.	.	.	.	.	2	.	2	.	.	.	.	1	1
	.	.	.	.	.	.	*0,3*	.	*0,3*	.	.	.	.	.	.
Velutina velutina	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1	1	.	.	.
Nassa incrassata	.	.	.	.	1	1	1	.	1	.	1	1	.	.	.
Admete viridula	.	.	.	1	.	1	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Naranis mörchii	.	1	1	.	1	1	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Clathurella linearis	.	.	.	.	1	1	.	.	.	1	.	1	.	.	.
Retusa mammillatus	.	.	.	.	1	1	.	4	4	.	1	1	.	.	.
Philine punctata	.	.	.	.	.	.	.	1	1	.	.	.	.	.	.
Spirialis retroversus	.	.	.	.	.	.	.	7	7	.	.	.	.	.	.
Gesamtgewicht der Schalenmengen <0,1 gr.	.	*0,2*	**0,2**	.	*0,6*	**0,6**	*0,2*	*0,8*	**1,0**	.	*0,3*	**0,3**	.	*0,2*	**0,2**
Fragmente	.	.	.	.	.	.	.	.	.	*0,8*	.	**0,8**	.	.	.
	3 S	13 S	**16 S**	14 S	414 S	**428 S**	298 S	1 530 S	**1 828 S**	150 S	1 802 S	**1 952 S**	67 S	927 S	**994 S**
	1	5	**6**	2	189	**191**	9	225	**234**	9	525	**534**		352	**352**
	2,0	*0,4*	***2,4***	*3,1*	*2,1*	***5,2***	*14,5*	*21,9*	***36,4***	*5,8*	*14,0*	***19,8***	*5,2*	*16,6*	***21,8***

Ausser den in dieser Tabelle aufgeführten 60 Arten wurden folgende im Felde und in den zuvor erwähnten Proben beobachtet, die den Gegenstand partiell quantitativer Analyse bildeten:

in den oberen Teilen der Schichtenserie:

Lucina borealis
Macoma balthica (Probe I)
Thracia villosiuscula
Trichotropis borealis
Neptunea despecta
? » *antiqua* (Fragm.)
Buccinum undatum
Clathurella purpurea

in den unteren Teilen der Schichtenserie:

Cyprina islandica
Abra prismatica
Macoma calcarea
Nassa cf. *pygmaea*

Die Schalen von *Mya truncata* in Horizont C sind sowohl dünn- als dickschalig. Alle zählen zu f. *typica*.

Brachiopoda. Ein Fragment von *Waldheimia* sp. in Probe VIII.

Echinodermata. Von Seeigeln kommen reichlich Stacheln und Schalenplatten sowohl regulärer als irregulärer Formen vor. In Probe VI, wo sie am zahlreichsten auftreten, beläuft sich das Gewicht dieser Teile auf 1,5 % des Gesamtgewichts der Probe.

Die Verteilung der Stacheln ist folgende:

Stacheln von	XII	XI	IX	VI	I
Regulären Seeigeln	59	358	172	868	288
Irregulären »	31	94	173	168	.
	90	**452**	**345**	**1 036**	**288**

Die Stacheln des regulären Typs gehören zum grössten Teil Arten der Gattungen *Echinus* und *Strongylocentrotus* an. Eine kleinere Anzahl dürfte von *Psammechinus miliaris* stammen.

Zum Alter. Die ebenerwähnten 5 Horizonte der Schichtenreihe dürften bei Beachtung der besonderen Züge ihrer faunistischen und strukturellen Ausformung auf folgende Weise zu datieren sein:

A. Die unteren Teile des Tons scheinen glazigenen Ursprungs zu sein. Von den in seinen oberen Teilen eingeschlossenen Schalen sind gewisse zusammenhängende Lamellibranchiatenschalen Reste einer autogenen Endofauna (*Astarte banksi, A. elliptica* und *Macoma calcarea*). Schalen epibiontischer Formen wie *Acmaea virginea* und *Neptunea despecta* sowie die Blöcke der unteren Blockschicht können dagegen von Trejekullen herabgespült worden sein, der diejenige Partie des nächstumgebenden und seewärts liegenden Geländes bildet, die zuerst den Kräften der Abspülungszone ausgesetzt wurde. Nach Strandverschiebungskurve I stieg Trejekullen ca. 6800 v. Chr. über die Meeresfläche.

Fig. 92. Kleiner Block aus der oberen Geröllschicht (Zone B) mit *Pomatoceros triqueter, Cibicides lobatula* und *Lithothamnion* sp. übersät (nat. Grösse).

B und **C.** Der Sand in diesen Horizonten sowie die obere Blockschicht an ihrer Grenze dürfte in erster Linie vom Plateau SO des Tales und von Teilplateaus der entsprechenden Niveaus auf Trejekullen stammen. In gewissem Grade dürfte auch die Pass-Schwelle zu dieser Sedimentation Material geliefert haben.

Da die minerogene Mutterformation anfangs reichlich war, hat die minerogene Sedimentation die biogene in sehr hohem Grad überflügelt. Die starke Anhäufung von Sand dürfte ferner die Entstehung einer Endofauna gehindert haben. Die Schalenarmut des Horizontes B muss mit diesen Tatsachen als Hintergrund betrachtet werden.

Die Blöcke sind im Endstadium dieses intensiven Ausspülungsprozesses zur Ablagerungsstelle hinabgerollt worden. Dies muss in Etappen vor sich gegangen sein, was aus ihrer allseitigen Bekleidung mit Epiformen hervorgeht (Fig. 92).

Der Sand in Horizont C wurde abgesetzt, nachdem die Sedimentationsgeschwindigkeit abgenommen hatte, was deutlich in Zusammenhang mit der Erschöpfung der minerogenen Muttersubstanz auf den ebenerwähnten Plateaus stand. Statt dessen dürfte die Pass-Schwelle in immer grösserem Umfang Material zur fortgesetzten minerogenen Sedimentation geliefert haben. Die Abtragung derselben muss anfangs recht geringfügig gewesen sein; die Fraktion $< {}^1/_2$ mm weist nämlich oberhalb der ebenerwähnten Blockschicht höhere Werte auf als unterhalb. Während dieser ruhigen Sedimentation hat eine Endofauna in dem Sandboden entstehen können.

Die obere Blockschicht mit Blöcken vom Durchmesser 1 dm und mehr kann auf Grund der Grösse kaum auf andere Weise als durch Wellentätigkeit angereichert worden sein. Das Meeresniveau muss sich also während dieses Hinabspülungsprozesses in ca. 80 m Höhe befunden haben, was sich nach Strandverschiebungskurve I etwa 6400 v. Chr. ereignet hätte.

D und **E.** Nachdem die Plateaus zu beiden Seiten des Tales über die Meeresfläche gestiegen waren und die Materialzufuhr danach also nur durch das Tal stattgefunden hat, ist der durch dichte Wechsellagerung gekennzeichnete Teil der Schichtenreihe zur Ausbildung gekommen (Horizont D). Dieser Anreicherungsprozess wurde damit abgeschlossen, dass sich die Pass-Schwelle zur Meeresfläche erhob und die oberste Schicht der Schichtenserie — der schalenarme Sandhorizont E — abgelagert wurde. Der Scheitel der Pass-Schwelle befand sich ca. 6200 v. Chr. in gleicher Höhe mit dem Meeresspiegel.

Nr. 74 Lursäng I.

Lokalangabe. S. 28. Photokarte Lur N. O.: von dem »g« in Lursäng aus 600 m S 60° O.

Fig. 93. Flugaufnahme. Der Kreis bezeichnet die Probenentnahmestelle im Delta.

Lokalbeschreibung. Der grössere Teil der Schichtenreihe der vorliegenden Ablagerung scheint als Delta deponiert worden zu sein; die oberste Schicht ist aber in Strandlage umgelagert worden.

Die Ablagerung liegt in einem NW—SO-Tal unmittelbar O der Schwelle und einer Seitenverengung des Tals. Ihre Oberfläche fällt gegen O ab. Schalen treten in der Ablagerung zwischen 61 und 65 m ü. d. M. auf. Das Passgebiet liegt 70 m ü. d. M.

Der schalenführende Teil der Anhäufung wird durch eine dünne Sandschicht überdeckt. Die Schalenschicht ist von recht unbedeutender Mächtigkeit — etwa 0,5 m. Sie wird von schalenfreiem Sand unterlagert, den eine Geröllschicht von der Sohlenschicht trennt. Die letztere hat tonige Konsistenz (Partikel $< {}^{1}/_{2}$ mm machen 97,7 Gewichtsprozent aus). — Die Geröllschicht bildet die distale Fortsetzung eines Geröllgürtels (66—69 m ü. d. M.) am Fuss des Plateaus 80 m.

Untersuchungsmaterial. Die Analysenmengen der Quantitätsuntersuchung bestanden aus 200 gr. Ausserdem wurde eine Anzahl qualitativer Proben durchgesehen.

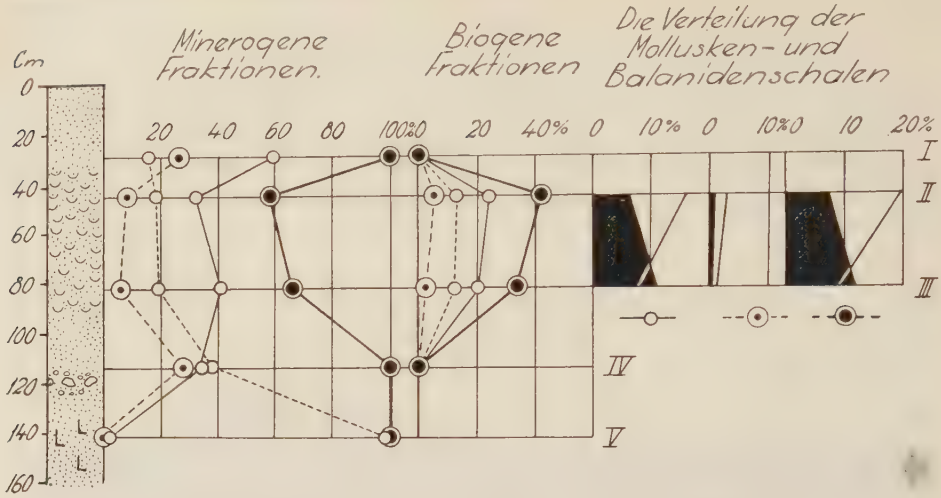


Fig. 94. Profil und Partikelverteilung. Zeichenerklärung S. 327.

Die Fauna.

Es finden sich folgende Tiergruppen:

Foraminifera	Ostracoda
Spongia	Mollusca
Polychaeta	Brachiopoda
Cirripedia	Echinodermata

Das prozentuelle Gewichtsverhältnis zwischen den Hauptkomponenten der Schalenmasse ist folgendes:

	III			II		
	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.
Molluskenschalen . . .	1,0	12,2	13,2	1.5	7,9	9,4
Balanidenschalen . . .	1,2	7,8	9,0	2,6	16,1	18,7
	2,2	20,0	22,2	4,1	24,0	28,1

Die biogene Fraktion < 1/2 mm besteht zum grössten Teil aus Fragmenten von *Mytilus*-Schalen.

Foraminifera.

	III	II
Quinqueloculina seminulum . . .	25	2
Nonion labradoricum	5	20
Elphidium excavatum	6	.
» *incertum*	9	.
Cibicides lobatula	245	230
	290	**252**

Spongia. *Cliona celata.*

Polychaeta. Die Frequenz der Balanidenschalen ergibt sich aus der graphischen Darstellung in Fig. 94. Sie gehören hauptsächlich zu *B. balanoides* und *B. crenatus.* Schalen

von *B. balanus* sind selten. Die beobachteten Schalen dieser Art waren schwarzgefärbt, was auf ihre Ausspülung aus Weichboden hindeutet.

Verruca strömia:

	III	II
Schalenteile	10	515

Ostracoda.

	III	II
Cytheridea papillosa	1	4
» *punctillata*	.	1
Cythere lutea	10	5
Hemicythere emarginata	2	5
» *concinna*	.	3
Cythereis tuberculata	1	12
	14	30

Mollusca. Das Verzeichnis über die in quantitativen Proben beobachteten Arten findet sich in Tabelle S. 220.

Im Felde wurden ausserdem folgende Arten angetroffen:

Modiola modiolus
Pecten testae
Anomia striata
Astarte sulcata
Cyprina islandica
Panopea norvegica
Mya truncata
Zirphaea crispata
Venus gallina
Thyasira flexuosa
Gibbula tumida
Trichotropis borealis
Aporrhais pes pelecani
Lunatia nitida
Buccinum undatum
Nassa incrassata

Panopea norvegica kam nur mit zusammenhängenden Schalen vor. Ihre Länge beträgt im Durchschnitt 60 mm. Auch von *Cardium edule* wurden zusammenhängende Schalen beobachtet.

Brachiopoda. Ein Fragment von *Waldheimia* sp.

Echinodermata.

Stacheln von	III	II
Regulären Seeigeln	77	565
Irregulären Seeigeln	5	65
	82	630

Zum Alter. Das Vorkommen der oben erwähnten Geröllschicht zwischen der Sohlenschicht der Schichtenreihe und der unmittelbar unter der Schalenschicht liegenden Sandschicht bezeugt, dass die Sohlenschicht abgelagert wurde, bevor das heute 80 m hoch liegende Plateau über den Meeresspiegel stieg. Dies hätte nach Strandverschiebungskurve I etwa 6400 v. Chr. stattgefunden. Die Partikel der genannten Sandschicht scheinen hauptsächlich aus dem aus Mineralkörnern aufgebauten Passgebiet zu stammen, das deutliche Spuren von Erosion und Partikelabtragung aufweist; Residualblöcke liegen stellenweise in reicher Zahl an der Oberfläche des Passgebiets.

Das reichliche Vorkommen von Schalen der Felsenstrandbalaniden im Schalenhorizont setzt ziemlich weitgedehnte Klippengestade voraus. Solche sind W des Passgebiets vorhanden gewesen, dagegen nicht in annähernd gleichem Aus-

Mollusca.

	III				II			
	> 2		1/2–2		> 2		1/2–2	
Nucula nitida	.	.	.	.	.	.	3 S	.
Leda minuta	.	.	.	.	.	.	F	.
Dacrydium vitreum	.	.	10 S	.	.	.	15 S	.
Mytilus edulis	.	*1,0*	355 S	*22,2*	.	*1,5*	510 S	*12,2*
Pecten islandicus	.	.	.	.	F	.	F	.
Anomia aculeata	.	.	.	.	.	.	1 S	.
Astarte banksi	1 S	.	.	.	.	*0,1*	1 S	.
» *elliptica*	1 S	*0,3*	1 S	.	.	.	.	.
Montacuta bidentata	.	.	14 S	.	.	.	16 S	.
Cardium edule	.	.	10 S	.	1 S	.	35 S	*0,1*
Abra alba	.	.	2 S	.	.	.	1 S	.
Macoma balthica	.	.	1 S	.	.	.	.	.
» *calcarea*	.	.	.	.	F	*0,1*	1 S	.
» sp.	.	.	1 S	.	.	.	1 S	.
Saxicava arctica	3 S	*0,1*	62 S	*0,4*	.	.	80 S	*0,5*
Tonicella marmorea	.	.	.	.	1 Pl	.	.	.
Puncturella noachina	.	.	F	.	.	.	.	.
Acmaea virginea	1	.	11	*0,1*	.	.	9	.
Lepeta coeca	1	.	2	.	1	.	4	.
Margarites helicina	.	.	38	.	.	.	28	.
Gibbula cineraria	.	.	7	.	.	.	3	.
Lacuna divaricata	.	.	29	.	.	.	65	.
Littorina littorea	1	*0,1*	110	*0,8*	2	*0,3*	280	*2,2*
» *rudis*	.	.	34		.	.	10	
» *obtusata*	.	.	4	.	1	*0,1*	5	.
Hydrobia ulvae	.	.	5	.	.	.	30	.
Onoba striata	.	.	86	*0,1*	.	.	75	*0,1*
» *proxima*	.	.	9		.	.	15	
Rissoa interrupta	.	.	5	.	.	.	33	.
Homalogyra atomus	.	.	6	.	.	.	4	.
Parthenina spiralis	.	.	8	.	.	.	.	.
Odostomia unidentata	.	.	19	.	.	.	12	.
Retusa mammillata	.	.	1	.	.	.	.	.
Gesamtgewicht der Schalenmengen < 0,1 gr	.	.	.	*0,1*	.	.	.	*0,1*
Unbestimmbare Reste	.	*0,4*	.	*0,7*	.	*0,8*	.	*0,8*
	5 S 3	*1,9*	456 S 374	*24,4*	1 S 4	*2,9*	664 S 573	*16,0*

mass O davon, was es also glaubhaft erscheinen lässt, dass Zufuhr über die Passschwelle während der Entstehungszeit der Schalenschicht stattgefunden hat. Das Auftreten einer grossen Anzahl Schalen in situ von *Panopea norvegica* und *Cardium edule* zeugt gleichfalls davon, dass der Schalenhorizont nicht auf einem Strande angehäuft wurde. Als das Passgebiet nach der genannten Strandverschiebungskurve um 6000 v. Chr. in die Höhe der Meeresfläche aufstieg, wäre also der schalenführende Teil der Ablagerung fertig ausgebildet gewesen. — Die oberste, sandige Schicht kann infolge einer besonders kräftigen Abtragung des Passgebiets angereichert worden sein, als dieses sich in Strandlage befand.

Die oberflächlich gelegenen Teile der Ablagerung haben mit Gewissheit während des Passierens des Strandes eine Umlagerung erfahren; der Strand passierte denjenigen Teil der Ablagerung, über dessen Gehalt an biogenen Sedi-

menten hier berichtet wird, etwa 5700—5600 v. Chr. Doch scheint kaum die hier quantitativ analysierte, ein wenig unter der Bodenfläche liegende Schalenschicht solcher Umlagerung ausgesetzt gewesen zu sein, weshalb keine neu hinzukommenden Arten nach Erhebung des Passgebietes zur Meeresfläche darin eingelagert wurden. Das oben angegebene Alter der Schalenschicht — etwa 6400—6000 v. Chr. — gilt also von denjenigen Schalenformen, die in den hier mitgeteilten Artenlisten von Lursäng vertreten sind.

Antevs (1928, S. 592) hat die Bildungszeit der Ablagerung — sie trägt den Namen Lur — auf »finiglacial uplift« berechnet. — Hägg (1924, S. 475) ordnete diese Ablagerung (»nördlich der Kirche Lur 60,31 m ü. d. M.«) unter die von ihm unterschiedenen *Cardium*-Bänke ein.

Nr. 7 Skärje.

Lokalangabe. S. 26. Photokarte Kongbäck N. O.: von dem »S« in Skärje aus 300 m N 25° W.

Lokalbeschreibung. Die Ablagerung liegt in einem NW—SO-Spaltental, und zwar am Fusse seiner SW-Seite (Fig. 95). Dieses Tal mündet im NW mit einem etwa 30 m tiefen Absturz in ein langgestrecktes SW—NO-Spaltental. Die Ablagerung wurde unmittelbar SO einer etwas höher liegenden blockreichen Anhäufung im Tal abgesetzt. Ihre Höhe ü. d. M. ist 58 m. — An die NO-Seite des Tallaufs schliessen sich glazigene Anreicherungsprodukte an (Fig. 95: M). Die Höhe der umgebenden Klippengebiete ergibt sich aus der Karte.

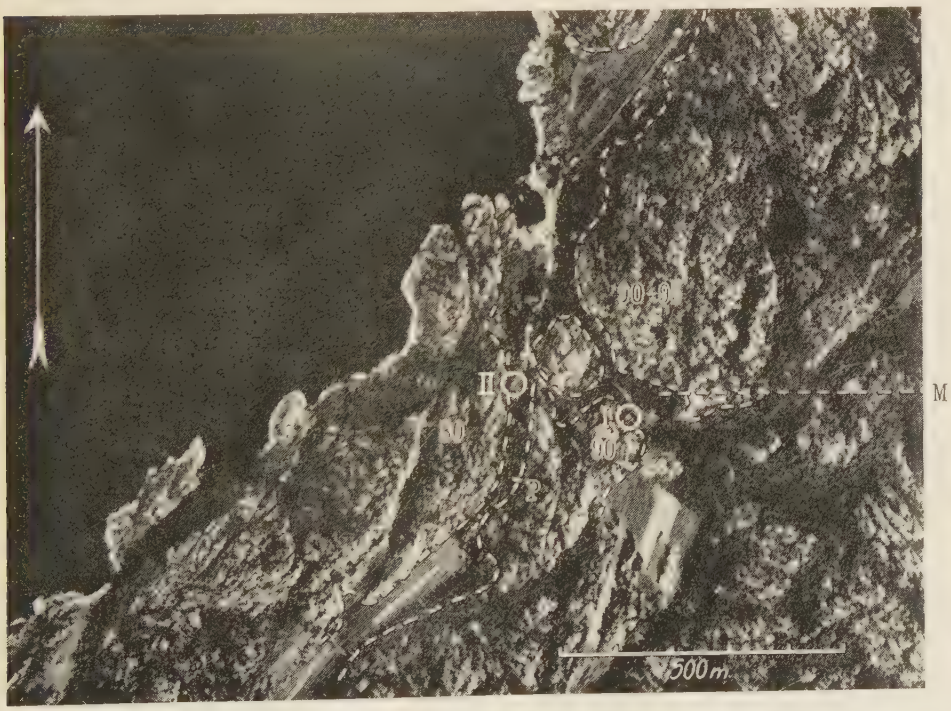


Fig. 95. Flugaufnahme. I = Skärje, II = Delta Nr. 6 Lunneviken (S. 228). M = Mineralkorndepot, P = Passgebiet.

Die Ablagerung setzt sich teils aus Re- und teils aus Progradationssedimenten zusammen. Näheres hierüber bei Besprechung des Alters.

Die oberste Schicht der Anhäufung — etwa 1,3 m — besteht aus schalenfreiem Sand und Kies mit eingelagerten Blöcken. Darunter folgt eine etwa 1 m mächtige schalenführende Schicht, deren minerogene Grundmasse sich aus Sand und Kies zusammensetzt; eingemischte Tonpartikel verleihen der schalenführenden Schicht eine graublaue Farbe. Die Sohlenschicht des beobachteten Teils der Schichtenreihe besteht aus schalenfreiem Sand.

Untersuchungsmaterial. Die Ablagerung wurde in einer sie durchschneidenden Bachfurche untersucht. Da die Fraktion $< {}^1/_2$ mm der zur quantitativen Analyse bestimmten Probe leider vor der Analyse beschädigt wurde, kamen nur die Fraktionen $> {}^1/_2$ mm zur Untersuchung. Dessen ungeachtet werden im folgenden die Resultate dieser teilweisen Analyse angeführt, und zwar wegen des Vorkommens gewisser interessanter Formen unter den biogenen Bestandteilen.

Die partielle quantitative Analyse umfasste eine Sedimentmenge im Gewicht von 750 gr. Das Gewichtsverhältnis zwischen der Fraktion > 2 mm und der von ${}^1/_2$—2 mm beträgt 51 : 100.

Die Frequenz der Foraminiferen, Ostracoden und Echinodermen wurde durch Analyse von 100 gr Sediment festgestellt, die der übrigen Gruppen dagegen durch eine von 750 gr. Ferner wurden mehrere qualitative Proben untersucht.

Die Fauna.

Folgende Tiergruppen sind in der Schalenmasse vertreten:

Foraminifera	Ostracoda
Spongia	Crustacea decapoda
Polychaeta	Mollusca
Cirripedia	Echinodermata

Das Verhältnis zwischen den vorherrschenden Gruppen — Mollusken und Balaniden — ist folgendes, und zwar in Prozent des Gesamtgewichts der Fraktion:

	> 2	${}^1/_2$–2
Molluskenschalen	*1,8*	*2,4*
Balanidenschalen	*17,5*	*9,3*

Die Frequenz in den folgenden Artenlisten bezieht sich auf eine Sedimentmenge von 500 gr.

Foraminifera.

Quinqueloculina seminulum	50	*Elphidium pompilioides*	30
Dentalina sp.	5	» *hallandense*	10
Polymorphina cf. *compressa*	15	» *incertum*	20
Guttulina problema	10	*Cibicides lobatula*	11 050
Nonion labradoricum	165		11 355

Spongia. *Cliona celata.*

Polychaeta. In der Fraktion > 2 mm fanden sich folgende Polychäten:

Pomatoceros triqueter	0,6 gr	*Spirorbis borealis*	1 Röhre
Pectinaria auricoma	1 Röhre	*Serpula vermicularis*	1 »

Cirripedia. Die Balanidenschalen zählen beinahe ausschliesslich zu *B. balanoides* und *B. crenatus*. Als vereinzelte Ausnahmen treten *B. balanus* und *B. hameri* auf.

Die letztgenannte Art ist in einer qualitativen Probe von 1 260 gr durch 4 Seitenschalen vertreten (*1,4* gr).

Verruca strömia hat eine Frequenz von 2 250 Schalenteilen.

Ostracoda.

Cyprideis sorbyana	10	*Hemicythere concinna*	15
Cytheridea papillosa	170 (30)	*Cythereis leioderma*	30
» *punctillata*	35	» *tuberculata*	25
Cythere lutea	725 (60)	» *dunelmensis*	10
Hemicythere emarginata	65 (20)		**1 085 (110)**

Crustacea decapoda. Teil einer *Carcinus maenas* angehörenden Klaue.

Mollusca. (Siehe Tabelle S. 224.)

In einer qualitativen Probe der Fraktion > 2 mm (960 gr) wurden ausserdem wahrgenommen: (Anzahl /960 gr)

Thyasira flexuosa	2 S	*Tonicella rubra*	5 Pl
Cardium echinatum	2 F	*Patella vulgata*	F
» *exiguum*		*Trichotropis borealis*	1
Venus gallina	1 S	*Aporrhais pes pelecani*	1
» *ovata*	1 S	*Purpura lapillus*	1
Thracia villosiuscula	1 S	*Buccinum undatum*	F
Tonicella marmorea	9 Pl	*Tiranis mörchii*	F

Die Molluskenfauna der Ablagerung ist früher durch HÄGG und DE GEER untersucht worden. Der erstere erwähnt (1924, S. 477) einige hier auftretende bemerkenswerte Formen, u. a. *Hinnites pusio*. Der letztere sammelte nur einige wenige Arten an der Stelle ein, die sämtlich in den vorliegenden Artenlisten angeführt sind (ANTEVS 1928, S. 602).

Echinodermata. Unbedeutende Schalenreste sowie eine Anzahl Stacheln wurden in der Fraktion ½–2 mm festgestellt. Die Frequenz der letztgenannten ist folgende:

Stacheln von regulären Seeigeln	1 450
» » irregulären »	1 025

Unter den Stacheln der regulären Seeigel finden sich ausser solchen von *Strongylocentrotus* und *Echinus* auch solche von *Psammechinus miliaris*.

Zum Alter. Die Entstehung der Anhäufung ist recht kompliziert. Zu nicht geringem Teil dürften die minerogenen Komponenten Regradationssedimente aus der glazigenen Ablagerung längs der NO-Seite des Tales darstellen (Fig. 95: M); die Oberflächenschicht besteht in ihren höchsten Teilen aus Residualblöcken (ca. 65 m ü. d. M.). Zweifellos ist die oberste, rein minerogene Schicht der Ablagerung durch derartige Regradationssedimente gebildet; wahrscheinlich liegen solche auch in den übrigen Teilen der Schichtenreihe. — Minerogene Sedimente dürften demgegenüber kaum anders als in geringem Umfang von dem kleineren Felsengebiet unmittelbar SW der Ablagerung progradativ herangefördert worden sein. Diese Felsen können nämlich nur sehr beschränkten Sedimentmengen[1] als Ablagerungsstelle gedient haben. Dagegen müssen biogene Komponenten der schalenführenden Schicht aus diesem Gebiet stammen. — Die leicht beweglichen Teilchen der Schalenschicht, z. B. die Tonpartikel, gewisse Foraminiferen, Gastropoden und Ostracoden, dürften indessen als Deltasedimente deponiert worden sein; dabei müssen Standwirbelströmungen im Wirbelraum von Bedeutung gewesen sein.

Die Produktion der die Hauptmasse der biogenen Phase der Ablagerung bildenden Sedimente, kann nicht stärker in Gang gekommen sein, bevor sich nicht lange Klippengestade vorfanden. Die Schalenmasse besteht nämlich zum

[1] Wenn auf dieser Anhöhe wirklich Sedimente in grösserem Ausmass vorkamen, dürften diese vor der Entstehung der Schalenschicht hinabgespült worden sein (die unterliegende schalenfreie Sandschicht). Jedenfalls lassen sich keine Spuren einer oberflächlich gelegenen Progradationsterrasse oder eines Blockgürtels an der Ablagerungsstelle wahrnehmen.

Mollusca.

	> 2		1½–2		Sa.	
Dentalium striolatum	1	.	1 F	.	1	.
entalis	1	.	1 F	.	1	.
Nucula nitida	3 S	0,2	F	0,1	3 S	0,3
Leda minuta	1 S	.	F	.	1 S	.
Dacrydium vitreum	.	.	127 S	0,1	127 S	0,1
Modiolaria sp.	.	.	F	.	.	.
Modiola modiolus	1 S	0,1	F	.	1 S	0,1
Mytilus edulis	27 S	3,6	340 S	5,9	367 S	9,5
Pecten islandicus	F	.	F	.	.	.
testae	F	0,1	F	0,1	.	0,2
sp.	.	.	F	.	.	.
Anomia squamula	3 S	.	46 S	.	49 S	.
striata	2 S	0,3	F	0,2	2 S	0,5
aculeata	1 S	.	F	.	1 S	.
Astarte banksi	5 S	0,5	4 S	.	9 S	0,5
» *elliptica*	F	.	2 S	.	2 S	.
Cyamium minutum	.	.	1 S	.	1 S	.
Lepton nitidum	.	.	6 S	.	6 S	.
Montacuta bidentata	.	.	29 S (8)	.	29 S (8)	.
Cardium sp.	2 S	.	10 S	.	12 S	.
Macoma calcarea	2 S	1,5	F	.	2 S	1,5
Abra alba	.	.	37 S	.	37 S	.
Saxicava arctica	5 S	0,7	79 S	0,3	84 S	1,0
Mya truncata	2 S	0,4	1 S	.	3 S	0,4
Zirphaea crispata	.	.	2 S	.	2 S	.
Tonicella marmorea	.	.	F	0,2	.	0,2
Lepidopleurus asellus	.	.	112 Pl	.	112 Pl	.
Emarginula fissura	1	.	2	.	3	.
Puncturella noachina	.	.	4	.	4	.
Acmaea virginea	1	.	45	0,1	46	0,1
Lepeta coeca	2	.	7	.	9	.
Margarites helicina	.	.	11	.	11	.
cinerea	.	.	1	.	1	.
Gibbula cineraria	F	.	11	.	11	.
tumida	F	.	.	.	.	.
Skenea planorbis	.	.	2	.	2	.
Lacuna divaricata	2	.	247	0,5	249	0,5
Littorina littorea	9	0,6	349	2,4	358	3,0
rudis	7	0,2	236	1,5	243	1,7
Onoba striata	2	.	21	.	23	.
aculeus	1	.	3	.	4	.
Rissoa interrupta	.	.	17	.	17	.
parva	.	.	1	.	1	.
Alvania punctura	.	.	1	.	1	.
Homalogyra atomus	.	.	3	.	3	.
Trifora perversa	.	.	2	.	2	.
Parthenina spiralis	.	.	3	.	3	.
Odostomia unidentata	.	.	8	.	8	.
Turbonilla indistincta	.	.	10	.	10	.
Lunatia nitida	3	.	2	.	5	.
Nassa incrassata	1	0,1	1	.	2	0,1
Gesamtgewicht der Schalenmengen < 0,1 gr	.	.	.	0,2	.	0,2
Unbestimmbare Reste	.	0,8	.	0,6	.	1,4
	54 S 31	9,1	684 S 987	12,2	738 S 1 018	21,3

allergrössten Teil aus Schalen, die von Felsenstrand-Arten stammen, vor allem von Balaniden. Klippengestade in der Nähe der Ablagerungsstelle entstanden, als das Meeresniveau sich 85—90 m über dem heutigen befand, d. h. rund 6500 v. Chr. (Strandverschiebungskurve I).

Gleichzeitig mit der Einlagerung dieser *Fjær*-Formen wurde eine grosse Zahl von Algen- und Klippenepibionten deponiert, doch lebten in den an der Ablagerungsstelle vorhandenen feineren Sedimenten auch Endoformen. Es findet sich also kein Grund für den Verdacht, die schalenführende Schicht sei in Strandlage deponiert worden. Die auftretenden Schalen von *Balanus hameri*, der auf der in unmittelbarer Nähe gelegenen Klippenwand der ebengenannten Anhöhe (90 m) gelebt haben dürfte, widersprechen auch einer solchen Annahme. Andererseits ist nicht notwendig, bei der Entstehung der Schalenschicht auf eine grössere Wassertiefe als die hier vorausgesetzte (Max. 20—30 m) zu schliessen, damit *Balanus hameri* gleichzeitig hätte existieren können. In einem Abstand von etwa 500 m NW der Ablagerungsstelle fanden sich bei der Entstehung der Ablagerung Wassertiefen von 200—300 m in freier Lage zum offenen Meer (vgl. S. 325). Das Wasser in diesen tieferen Schichten, das sicher eine hohe Salinität aufwies und wahrscheinlich für *Balanus hameri* geeignete Nahrung enthielt, dürfte nicht an diese grösseren Tiefen gebunden gewesen sein, sondern konnte durch Strombewegungen in dem engen Altsund, worin die Anhäufung entstand, auch in dieses höhere Niveau hinaufgesogen werden und dort das Vorkommen von tieferes Wasser bevorzugenden Arten ermöglichen.

Die Regradation minerogener Sedimente dürfte, wie erwähnt, auch während der Entstehung der schalenführenden Schicht fortgeschritten sein, obwohl in geringem Grad, verglichen mit der Anhäufung biogener Sedimente. Das Heranrücken des Strandes und die hierdurch verursachte gewaltsamere Abtragung der Mutterformation der minerogenen Regradationsprodukte verursachte jedoch die Überflügelung der rein biogenen Sedimentation durch die minerogene, wodurch die oberste Schicht der Serie entstand. Die höhergelegenen ausgewaschenen Teile der erwähnten glazigenen Mutterformation (ca. 65 m ü. d. M.) gerieten etwa 5700 v. Chr. in Strandlage.

ANTEVS hat (1928, S. 602) unter Berücksichtigung der Höhe der Lokalität ü. d. M. und 12 darin vorkommender Molluskenarten errechnet, dass die Ablagerung »beds from the late Ancylus uplift« angehören dürfte.

HÄGG hat sie unter die von ihm unterschiedenen *Tapes*-Bänke eingeordnet (1924, S. 477: »Skärje im Kirchspiel Hogdal 60.33 m«).

Nr. 88 Klätta I.

Lokalangabe und **Lokalbeschreibung.** S. 154. Im folgenden wird über den jüngeren Ton der Ablagerung berichtet.

Untersuchungsmaterial. Eine Probe von 2030 gr, die von einer etwa 1 m unter der unteren Schichtfläche des minerogenen Decksediments gelegenen Stelle stammt, wurde quantitativ analysiert. Ausserdem wurde eine Anzahl von Proben qualitativ durchgesehen.

Flora und Fauna.

Folgende Pflanzen- und Tiergruppen sind vertreten:

Algae	Ostracoda
Foraminifera	Mollusca
Polychaeta	Brachiopoda
Cirripedia	Echinodermata

Das Verhältnis zwischen minerogener und biogener Substanz beträgt:

	> 2	1/2–2	< 1/2	Sa.
Minerogene Partikel . . .	3,4 %	3,1 %	92,6 %	99,1 %
Biogene » . . .	0,5 »	0,1 »	0,3 »	0,9 »
	3,9 %	3,2 %	92,9 %	100,0 %

Die biogene Masse besteht fast ausschliesslich aus Molluskenschalen. Zur Fraktion > 2 mm gehören jedoch Balaniden- und Polychätenreste mit 0,1 % des Gesamtgewichtes der Probe.

In den folgenden Artenlisten bezieht sich die Frequenz auf eine Referenzmasse von 2 000 gr.

Algae. Von *Corallina officinalis* wurden 2 Fragmente wahrgenommen,

Foraminefera.

Miliammina fusca	4	*Guttulina problema*	2
Quinqueloculina seminulum . .	115	*Nonion labradoricum*	132
Triloculina trigonula	1	*Elphidium incertum*	16
Pyrgo elongata var.	56	*Bulimina ellipsoides*	1
» *comata*	1	*Rotalia beccarii*	4
Robulus thalmanni	7	*Cibicides lobatula*	636
Dentalina sp.	1	» *pseudoungeriana* . . .	2
Acervulina inhaerens	1		**979**

Das reichliche Auftreten von *Nonion labradoricum* dürfte auf einer Umlagerung des in unmittelbarem Kontakt mit dem jüngeren Ton liegenden glazialen Tons beruhen, der grosse Mengen dieser arktischen Form enthält. Die Umlagerung ist wahrscheinlich durch Bodenströmungen verursacht worden (vgl. Anm. 2, S. 150).

Polychaeta. *Pomatoceros triqueter* (> 2 mm: 0,5 gr) und ein Fragment einer agglutinierten Polychätenröhre (? *Petta pusilla*).

Cirripedia. Seitenschalen von *Balanus balanus* und von Balaniden mit quergestellten Innenvänden.

Verruca strömia:

	> 2	1/2–2	Sa.
Schalenteile	5	304	**309**

Ostracoda.

Cyprideis sorbyana	133	*Hemicythere concinna*	136
Cytheridea papillosa	472	*Cythereis tuberculata*	101
» *punctillata*	56	» *dunelmensis*	98
Cythere lutea	5	» *leioderma*	84
Hemicythere emarginata	8	*Cytheropteron* cf. *pyramidale* . .	1
			1,094

Mollusca (siehe Tabelle S. 227).

Im Felde und bei der qualitativen Analyse wurden ferner folgende Arten beobachtet:

Pecten varius
» *opercularis*
» *septemradiatus*
Hinnites pusio var. *distortus*
» » » *multistriata*
Lucina borealis
Venus ovata
Lucinopsis undata
Spisula subtruncata
Psammobia ferroënsis
Abra prismatica
Macoma calcarea
Xylophaga dorsalis
Lunatia grönlandica
Trophon clathratus
Neptunea despecta

Brachiopoda. *Waldheimia cranium* (2 zusammenhängende Schalen — 1,1 gr) und *Terebratulina caput serpentis* (1 Schale).

Mollusca.

	> 2		½–2		Sa.	
Dentalium entalis	F	0,1	12 F	.	.	0,1
Nucula nitida	F	0,1	5 S	.	5 S	0,1
» *sulcata*	F	.	F	.	.	.
Portlandia cf. *frigida*	.	.	1 S	.	1 S	.
Leda minuta	.	.	1 S	.	1 S	.
Dacrydium vitreum	.	.	7 S	.	7 S	.
Modiola modiolus	F	0,3	.	.	.	0,3
Mytilus edulis	.	.	16 S	0,1	16 S	0,1
Modiolaria nigra	.	.	9 S	.	9 S	.
Pecten testae	7 S	0,8	F	.	7 S	0,8
» *vitreus*	2 S	0,4	F	.	5 S	0,4
» *tigrinus*	3 S		.	.	.	.
Anomia squamula	12 S	0,3	39 S	.	51 S	0,3
» *striata*	4 S		.	.	4 S	
» *aculeata*	2 S	.	.	.	2 S	.
Astarte elliptica	2 S	1,7	F	.	2 S	1,7
» *banksi*	9 S	0,5	4 S	0,2	13 S	0,7
Thyasira cf. *gouldii*	.	.	5 S	.	5 S	.
Cardium fasciatum	21 S (2)	0,4	136 S	.	157 S	0,6
» *nodosum*	4 S		.	0,2	4 S	
» *exiguum*	3 S		.	.	3 S	
Abra alba	1 S	.	4 S	.	5 S	.
» *nitida*	F	.	8 S	.	8 S	.
Arcinella plicata	.	.	1 S	.	1 S	.
Saxicava arctica	6 S	0,3	20 S	0,2	26 S	0,5
Mya truncata	1 S	.	1 S	.	2 S	.
Aloidis gibba	.	.	2 S	.	2 S	.
Lepidopleurus asellus	.	.	6 Pl	.	6 Pl	.
Tonicella rubra	.	.	2 Pl	.	2 Pl	.
Emarginula fissura	3	0,3	1	.	4	0,3
Lepeta coeca	.	.	1	.	1	.
Onoba sp.	.	.	F	.	.	.
Rissoa parva	.	.	1	.	1	.
Alvania punctura	.	.	3	.	3	.
Bittium reticulatum	.	.	1	.	1	.
Turbonilla indistincta	.	.	1	.	1	.
Lunatia nitida	1	.	.	.	1	.
? *Neptunea antiqua*	.	.	F	.	.	.
Nassa cf. *incrassata*	3	0,2	1	0,1	4	0,3
? *Turanis mörchii*	.	.	2	.	2	.
Retusa truncatula	.	.	1	0,7	1	0,7
Gesamtgewicht der Schalenmengen < 0,1 gr	.	.	.	0,4	.	0,4
Fragmente	.	0,5	.	.	.	0,5
	77 S 7	5,9	259 S 12	1,9	336 S 19	7,8

Echinodermata. Stacheln und Schalenplatten von sowohl regulären wie irregulären Seeigeln. Frequenz der Stacheln:

Stacheln von regulären Seeigeln 48
» » irregulären » 50

Die Schalenplatten (0,1 gr) gehören zu den Gattungen *Echinus* und *Strongylocentrotus*.

Zum Alter. Als unterste Grenze des Alters der Ablagerung lässt sich die Zeit um 4000 v. Chr. anführen. Damals befand sich nämlich jenes Felsplateau, von dem die Deckschicht aus Blöcken und Kies herabgespült wurde, in Meereshöhe (Strandverschiebungskurve II). Aus unten erwähnten Gründen will jedoch

der Horizont, aus dem die analysierte Probe stammt, als älter erscheinen. Das nahezu völlige Fehlen von Felsenstrandformen und die bemerkenswert geringe Häufigkeit von Algen-Epibionten in der untersuchten Probe scheint anzudeuten, dass es noch kein Klippengestade gab und dass schalenerzeugende Algenbiotope nur in geringem Umfang auf dem Plateau vorhanden waren, was auf ungeeignete edaphische Verhältnisse auf dem Plateau zurückzuführen sein mag (solange die erst später herabgespülten Sedimente noch dort lagen), doch kann es auch darauf beruhen, dass der Wasserstand zu dieser Zeit für Algenbiozönosen mit kräftigerer Schalenerzeugung noch nicht angepasst war. Es findet sich aber kaum Anlass zu vermuten, dass das ganze Plateau von solchen, als Unterlage für Schalen produzierende Algenbiozönosen ungeeigneten Sedimenten bedeckt war. Eine Anzahl von Felsen-Epibionten ist in der Probe auch gut vertreten, z. B. *Cibicides lobatula* und *Anomia squamula*. Deshalb erscheint es als glaubhaft, dass die sehr geringe Frequenz der Algen-Epibionten in der Probe am ehesten darauf beruht, dass die Wassertiefe über dem Plateau während der Entstehungszeit des erörterten Horizonts so gross war, dass dort nur wenig zeugungskräftige Algenbiotope vorhanden waren. Wie aus den Analysenprotokollen Gisléns (S. 67) hervorgeht, dürfte die untere Grenze stärker produktiver Algenbiotope in Mittel-Bohuslän heutzutage 15—20 m tief liegen. Nimmt man an, dass während des Einlagerns der untersuchten Schalenfauna ungefähr gleichartige hydrologische Verhältnisse herrschten wie heute, so darf man billigerweise voraussetzen, dass die Meeresfläche während der fraglichen Zeit 55—60 m über der heutigen lag, was nach Strandverschiebungskurve II etwa 6000—5500 v. Chr. eingetroffen wäre.

Nr. 6 Lunneviken.

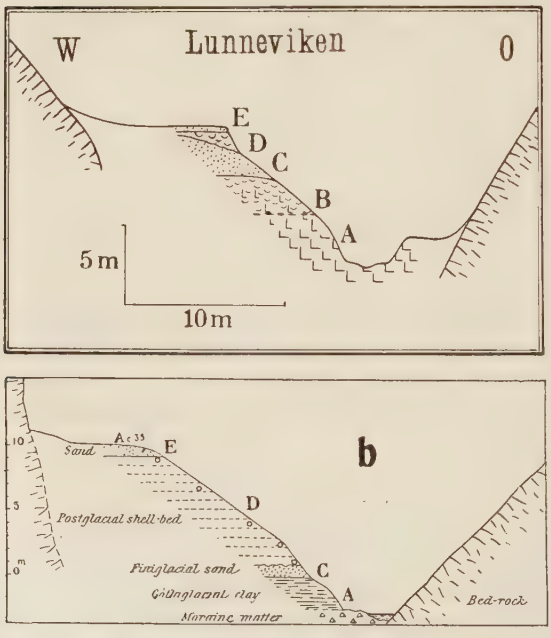


Fig. 96. Querschnitt des Deltas. (*b* zum Vergleich nach De Geer 1910, S. 1179.)

Lokalangabe. S. 26. Photokarte Kongbäck N. O.: von dem »S« in Skärje aus 450 m N 45° W.

Lokalbeschreibung. Die schalenführende Ablagerung ist ein Delta, das in einem sehr schmalen Tal des SW-NO-Spaltensystems liegt. Sie wurde 150—200 m N des Passgebiets des Tales abgesetzt, das 60 m ü. d. M. liegt. Die obere, schalenführende Partie des Deltas liegt 35 m ü. d. M. Die Höhe der umgebenden Felsplateaus ergibt sich aus Fig. 95.

Das Delta ist heute zum grössten Teil abgeschachtet. Die W-Talseite entlang sind doch einige Überreste erhalten geblieben, die aber ausreichen, um die Schichtenreihe zu zeigen (Fig. 96).

A. Glazigener Ton; sehr schalenarm.

B. In den unteren Teilen schalenführender jüngerer Ton (Probe I); in den oberen Sand und Kies mit Tonpartikeln (Probe II).

C. Sand; in den unteren Teilen fast völlig schalenfrei, nach oben zu aber allmählich immer schalenreicher (Proben III—VI).

D. Die eigentliche Schalenbank (Proben VII—IX).

E. Schalenfreier Sand.

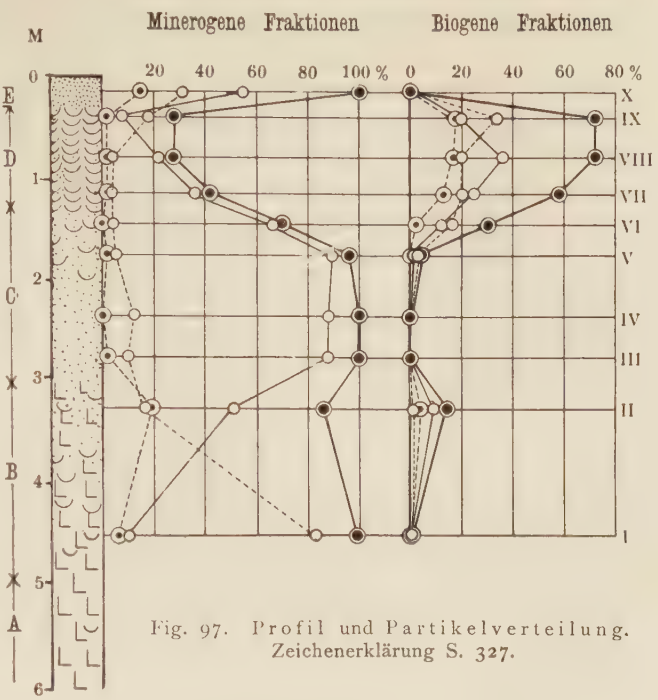


Fig. 97. Profil und Partikelverteilung. Zeichenerklärung S. 327.

Untersuchungsmaterial. Folgende Sedimentmengen wurden quantitativ untersucht:

Probe I . . . . . 1 500 gr
» II . . . . . 2 000 »
» III—VIII . . . 200 »
Probe IX . . . . . 50 gr
» X . . . . . 100 »

Flora und Fauna.

Folgende Pflanzen- und Tiergruppen sind vertreten:

Algae
Foraminifera
Spongia
Polychaeta
Cirripedia
Ostracoda
Crustacea decapoda
Mollusca
Bryozoa
Brachiopoda
Echinodermata
Pisces

Wo nichts anderes bemerkt ist, bezieht sich die Frequenz in den folgenden Artenlisten auf 200 gr.

Algae. *Corallina officinalis* kommt in der gesamten Schichtenserie vor, doch am reichlichsten in Probe IX.

Foraminifera.

	I	II	III	IV	V	VI	IX
Miliammina fusca	14	3	.	.	.	.	.
Quinqueloculina seminulum . .	1	1	.	.	.	.	17
» *bicornis*	.	1	.	.	.	.	12
Spiroloculina planulata	.	.	.	.	.	.	1
Pyrgo elongata var.	4	.	.	.	.	.	.
Robulus thalmanni	.	.	.	.	.	.	.
Acervulina inhaerens	1	.	.	.	.	.	.
Polymorphina cf. *compressa* . .	.	.	.	.	.	1	.

	I	II	III	VI	V	VI	IX
Nonion labradoricum	215	172	1	1	.	10	.
Elphidium excavatum	.	4	.	.	.	3	12
» *macellum*	.	1	.	.	.	1	2
» *incertum*	3	5	.	.	.	4	7
» *depressulum*	1	1	.	.	.	.	1
» *asklundi*	1	.	.	.	.	.	.
» *pompilioides*	.	3	.	.	.	2	3
Elphidiella arctica	2	1	.	.	.	.	.
Bulimina ellipsoides	.	1	.	.	.	.	.
Rotalia beccarii	.	78	.	.	.	75	.
Cassidulina crassa	.	1	.	.	.	.	.
Cibicides lobatula	9	1 820	.	.	2	18 535	6 120
» *pseudoungeriana* . . .	.	1	.	.	.	.	.
» *akneriana*	.	1	.	.	.	.	.
	251	**2 094**	**1**	**1**	**2**	**18 631**	**6 175**

Viele Formen der aufgeführten Arten weisen ein von der Hauptart abweichendes Aussehen auf. So ist *Elphidium incertum* dickschalig und mit besonders länglichschmalen Porenöffnungen versehen. Von dieser Art kommt auch die Varietät *clavatum* vor. Bei *Elphidium macellum* wurde ausser der Hauptart auch die Varietät *aculeatum* wahrgenommen.

In Probe VI wurden Fragmente einer Foraminifere festgestellt, die *Uvigerina* cf. *asperula* angehören können und in Probe IX Fragmente von *Tolypammina* cf. *vagans*.

Spongia. In Probe I wurde eine Spongie beobachtet, die zu der Art *Haliclona limbata* gehört.

Polychaeta. Folgende Arten wurden unterschieden:

Spirorbis borealis (1/1500 gr in Probe I)
» *spirillum* (920/200 gr in Probe IX)
Pomatoceros triqueter (1,5 gr/2000 gr in Probe II sowie Fragmente in Probe VI).

Cirripedia. Unter den Balanidenschalen dominieren *B. balanoides* und *B. crenatus* von Probe II ab.

Schalen von *Verruca strömia* zeigen folgende Frequenz:

Probe I . . . . 6 Schalenteile (2 > 2 mm)
» II . . . . 35 »
Probe V . . . . 1 Schalenteil
» IX . . . . 2 360 Schalenteile

Die Art fehlt in den übrigen Proben.

Ostracoda.

	I	II	VI	IX
Cyprideis sorbyana	4	1	.	.
Cytheridea papillosa	2	11 (2)	8	.
» *punctillata*	1	7	.	.
Cythere lutea	.	66	40	28
Hemicythere emarginata	1	11	.	.
» *concinna*	3	2	.	.
Cythereis tuberculata	.	2	.	.
» *dunelmensis*	1	9	.	.
» *leioderma*	4	2	.	.
	16	**111 (2)**	**48**	**28**

Anm. In Probe III, IV und V fehlen Ostracoden.

Crustacea decapoda. In Probe II und IX Reste von Extremitäten.

Mollusca. Im Verzeichnis der bei der quantitativen Analyse beobachteten Arten werden Probe I und II sowie VI und IX in der gleichen Tabelle zusammengestellt. Die Frequenzziffern gelten bezüglich der beiden erstgenannten Proben für Analysenmassen von 2 000 gr und betreffs der zwei letztgenannten für solche von 200 gr.

	I			II			VI			IX		
	> 2	1/1–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.
Dentalium striolatum	.	.	.	.	2	2	.	.	.	.	.	.
» *entalis*	.	.	.	4	20 F	4	.	.	.	3	.	3
	.	.	.	*0,5*	*1,3*	*1,8*	.	.	.	*0,3*	.	*0,3*
Nucula nitida	.	.	.	1 S	.	1 S	.	1 S	1 S	.	.	.
	.	.	.	*0,1*	.	*0,1*	.	.	.	.	.	.
» cf. *nucleus*	.	.	.	.	F	.	.	.	.	.	.	.
Leda pernula	3 S	.	3 S	3 S	.	3 S	.	.	.	.	.	.
	0,3	.	*0,3*	*0,2*	.	*0,2*	.	.	.	.	.	.
» *minuta*	.	.	.	1 S	F	1 S	.	.	.	.	.	.
Arca glacialis	.	F	.	2 S	F	2 S	.	.	.	.	.	.
Portlandia cf. *arctica*	F	F	.	F	.	.	.	.	.	.	.	.
	0,1	.	*0,1*	.	.	.	.	.	.	.	.	.
» *lenticula*	.	.	.	.	5 S	5 S	.	3 S	3 S	.	.	.
Dacrydium vitreum	.	.	.	.	40 S	40 S	.	35 S	35 S	.	120 S	120 S
	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*
Modiolaria sp.	.	.	.	.	.	.	.	F	.	.	2 S	2 S
Mytilus edulis	.	15 S	15 S	6 S	310 S	316 S	210 S	2 250 S	2 460 S	528 S	4 800 S	5 328 S
	.	*0,2*	*0,2*	*0,7*	*2,2*	*2,9*	*3,1*	*3,7*	*6,8*	*12,0*	*7,8*	*19,8*
Pecten islandicus	F	.	.	F	F	.	.	.	.	.	.	.
	1,2	.	*1,2*	.	*0,4*	*0,4*	.	.	.	.	.	.
» *tigrinus*	.	.	.	F	F	.	F	.	.	.	.	.
	.	.	.	*0,4*	*2,4*	*2,8*	.	.	.	.	.	.
» *varius*	.	.	.	F	.	.	.	.	.	.	.	.
» sp.	.	.	.	F	.	.	.	F	.	.	.	.
	.	.	.	*0,6*	.	*0,6*	.	.	.	.	.	.
Anomia striata	.	.	.	4 S	F	4 S	.	.	.	.	.	.
	.	.	.	*0,2*	*0,6*	*0,8*	.	.	.	.	.	.
» *squamula*	.	7 S	7 S	37 S	60 S	97 S	28 S	.	28 S	F	1 280 S	1 280 S
	.	.	.	*0,2*	*0,4*	*0,6*	.	.	.	*0,2*	*3,2*	*3,4*
Ostrea edulis	.	.	.	.	.	.	1 S	4 S	5 S	.	120 S	120 S
	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	*1,2*	*1,2*
Astarte elliptica	.	.	.	3 S	.	3 S	.	.	.	.	.	.
	.	.	.	*0,7*	.	*0,7*	.	.	.	.	.	.
» *banksi*	.	.	.	4 S	5 S	9 S	.	5 S	5 S	.	.	.
	.	.	.	*0,2*	*0,3*	*0,5*	.	.	.	.	.	.
Thyasira gouldii	.	1 S	1 S	14 S	30 S	44 S	2 S	3 S	5 S	8 S	.	8 S
	.	.	.	*0,3*	*0,2*	*0,5*	.	.	.	.	.	.
Cyamium minutum	.	.	.	.	.	.	.	5 S	5 S	.	16 S	16 S
Lucina borealis	.	.	.	.	.	.	.	.	.	7 S	.	7 S
	.	.	.	.	.	.	.	.	.	*1,6*	.	*1,6*
Lasaea rubra	.	.	.	.	.	.	.	3 S	3 S	.	.	.
Montacuta bidentata	.	.	.	.	20 S	20 S	1 S	15 S	16 S	.	120 S	120 S
	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	*0,2*	*0,2*
Kellya suborbicularis	.	.	.	.	.	.	.	2 S	2 S	.	.	.
Lepton nitidum	.	.	.	.	.	.	.	30 S	30 S	.	20 S	20 S
Cardium exiguum	.	2 S	2 S	3 S	35 S	38 S	3 S	70 S	73 S	3 S	110 S	113 S
	.	.	.	.	*0,2*	*0,2*	.	*0,2*	*0,2*	.	*0,1*	*0,1*
	.	.	.	F	.	.	.	5 S	5 S	.	.	.
» *echinatum*	.	.	.	.	5 S	5 S	3 S	20 S	23 S	4 S	30 S	34 S
» *minimum*	.	1 S	1 S	.	5 S	5 S	2 S	40 S	42 S	2 S	60 S	62 S
» *nodosum*	.	.	.	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*	.	*0,1*	*0,1*
	.	.	.	.	.	.	.	45 S	45 S	.	.	.
Venus ovata	.	.	.	1 S	.	1 S	.	5 S	5 S	.	.	.
» *fasciata*	.	.	.	.	.	.	.	7 S	7 S	.	.	.
Tapes aureus	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Lucinopsis undata	.	.	.	F	.	.	.	1 S	1 S	.	.	.
Abra alba	.	.	.	40 S	.	40 S	.	.	.	.	.	.
	.	.	.	*0,1*	.	*0,1*	.	.	.	.	.	.
Macoma calcarea	6 S	F	6 S	3 S	.	3 S	.	.	.	.	.	.
	1,1	*0,9*	*2,0*	*3,1*	.	*3,1*	.	.	.	.	.	.

	I			II			VI			IX		
	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.
Saxicava arctica	.	.	.	3 S	70 S	73 S	2 S	425 S	427 S	19 S	520 S	539 S
	.	.	.	*0,2*	*1,2*	*1,4*	.	*2,7*	*2,7*	*0,5*	*3,8*	*4,3*
Arcinella plicata	.	.	.	1 S	.	1 S	.	.	.	.	.	.
Aloidis gibba	.	.	.	.	45 S	45 S	.	1 S	1 S	.	F	.
	.	.	.	.	*0 4*	*0,4*	.	.	.	.	.	.
Thracia papyracea	.	.	.	.	.	.	.	2 S	2 S	.	4 S	4 S
Tonicella rubra	.	.	.	.	30 Pl	30 Pl	.	110 Pl	110 Pl	.	80 Pl	80 Pl
	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*	.	*0,3*	*0,3*	.	*0,3*	*0,3*
» *marmorea*	.	.	.	.	5 Pl	5 Pl	.	10 Pl	10 Pl	.	15 Pl	15 Pl
Lepidopleurus asellus	.	.	.	.	20 Pl	20 Pl	3 Pl	310 Pl	313 Pl	.	40 Pl	40 Pl
	.	.	.	.	.	.	.	*1,0*	*1,0*	.	*0,1*	*0,1*
Emarginula fissura	.	.	.	4	F	4	.	.	.	.	.	.
Puncturella noachina	.	.	.	1	.	*1*	.	.	.	.	.	.
Patella vulgata	.	.	.	.	.	.	.	1	1	.	4	4
Acmaea virginea	.	.	.	.	.	.	21	45	66	39	.	39
	.	.	.	.	.	.	.	.	.	*0,6*	.	*0,6*
Lepeta coeca	F	F	.	5	30	35	7	70	77	3	.	3
	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*	.	.	.	.	.	.
Gibbula cineraria	.	.	.	.	10	10	.	220	220	F	160	160
	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*	.	*1,8*	*1,8*	.	*0,6*	*0,6*
» *tumida*	.	.	.	2	.	2	F	30	30	F	.	.
	.	.	.	*0,1*	.	*0,1*	.	*0,3*	*0,3*	*0,8*	.	*0,8*
Skenea planorbis	.	.	.	.	.	.	.	325	325	.	240	240
	.	.	.	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*	.	*0,1*	*0,1*
Lacuna divaricata	.	2	2	2	90	92	8	1 650	1 658	.	720	720
	.	.	.	.	.	.	.	*1,3*	*1,3*	.	*0,4*	*0,4*
» *pallidula*	.	.	.	.	.	.	1	.	1	4	.	4
Littorina littorea	.	1	1	1	20	21	2	70	72	3	120	123
	.	*0,1*	*0,1*	*0,3*	*0,4*	*0,7*	.	*0,2*	*0,2*	*0,2*	*0,6*	*0,8*
» *rudis*	.	.	.	.	.	.	.	220	220	.	480	480
	.	.	.	.	.	.	.	*0,4*	*0,4*	.	*0,5*	*0,5*
» *obtusata*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	12	12
Hydrobia ulvae	.	30	30	.	.	.	.	310	310	.	40	40
	.	.	.	.	.	.	.	*0,2*	*0,2*	.	.	.
» *minuta*	.	.	.	.	.	.	.	30	30	.	.	.
Onoba striata	.	.	.	.	20	20	.	435	435	.	440	440
	.	.	.	.	.	.	.	*0,4*	*0,4*	.	*0,3*	*0,3*
» *proxima*	.	.	.	.	.	.	.	1	1	.	24	24
» *vitrea*	.	.	.	.	.	.	.	1	1	.	.	.
Rissoa interrupta	.	.	.	.	270	270	.	16 550	16 550	.	10 920	10 920
	.	.	.	.	*0,2*	*0,2*	.	*3,1*	*3,1*	.	*2,2*	2,2
» *parva*	.	2	2	.	.	.	.	60	60	.	40	40
» *inconspicua*	.	.	.	.	.	.	.	60	60	.	160	160
	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*
» *violacea*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	4	4
Rissostomia membranacea	.	.	.	.	.	.	.	1	1	.	.	.
Alvania reticulata	.	.	.	.	.	.	.	750	750	.	40	40
	.	.	.	.	.	.	.	*0,9*	*0,9*	.	.	.
Homalogyra atomus	.	.	.	.	15	15	.	40	40	.	4	4
Caecum glabrum	.	.	.	.	.	.	.	6	6	.	12	12
Bittium reticulatum	.	1	1	.	.	.	.	1	1	.	4	4
Triforis perversa	.	.	.	.	.	.	.	2	2	.	8	8
Aclis supranitida	.	.	.	.	.	.	.	2	2	.	.	.
Melanella distorta	.	.	.	.	.	.	.	6	6	.	.	.
» *polita*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	12	12
Parthenina spiralis	.	.	.	.	.	.	.	12	12	.	16	16
Odostomia unidentata	.	3	3	.	10	10	.	140	140	.	120	120
	.	.	.	.	.	.	.	*0,2*	*0,2*	.	*0,2*	*0,2*

	I			II			VI			IX		
	> 2	1½–2	Sa.	> 2	1½–2	Sa.	> 2	1½–2	Sa.	> 2	1½–2	Sa.
Odostomia albella	.	.	.	.	.	.	.	200	200	.	440	440
	.	.	.	.	.	.	.	*0,2*	*0,2*	.	*1,4*	*1,4*
Eulimella acicula	.	.	.	.	.	.	.	2	2	.	.	.
Turbonilla indistincta	.	.	.	.	.	.	.	170	170	.	40	40
	.	.	.	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*	.	.	.
Aporrhais pes pelecani	.	.	.	F	.	.	.	.	.	4	.	4
	.	.	.	.	.	.	.	.	.	*2,2*	.	2,2
Lunatia nitida	.	.	.	10	F	10	.	90	90	.	.	.
	.	.	.	*0,2*	.	*0,2*	.	*0,1*	*0,1*	.	.	.
Velutina sp.	.	.	.	.	1	1	.	.	.	.	.	.
Purpura lapillus	.	.	.	F	.	.	F	8	8	3	80	83
	.	.	.	*0,1*	.	*0,1*	.	.	.	*1,1*	*0,4*	*1,5*
Nassa incrassata	.	.	.	1	.	1	F	80	80	.	4	4
	.	.	.	.	.	.	.	*0,4*	*0,4*	.	.	.
Clathurella linearis	.	.	.	.	.	.	.	4	4	.	.	.
Retusa truncatula	.	.	.	.	10	10	.	3	3	.	120	120
	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*
» *mammillata*	.	.	.	.	.	.	.	28	28	.	15	15
» *umbilicata*	.	.	.	.	30	30	.	.	.	.	.	.
	.	.	.	.	*0,2*	*0,2*	.	.	.	.	.	.
Philine punctata	.	.	.	.	.	.	.	1	1	.	.	.
Spiratella retroversa	.	.	.	.	10	10	.	1 325	1 325	.	1 680	1 680
	.	.	.	.	.	.	.	*0,3*	*0,3*	.	*0,2*	*0,2*
Fragmente	.	.	.	*0,7*	*29,0*	*29,7*	*0,2*	*3,9*	*4,1*	*0,9*	*6,3*	7,2
	9 S	26 S	**35 S**	126 S	630 S	**756 S**	252 S	2 977 S	**3 229 S**	571 S	7 202 S	**7 773 S**
	.	39	**39**	30	518	**548**	39	22 949	**22 988**	59	15 959	**16 018**
	2,7	*1,2*	***3,9***	*8,9*	*39,7*	***48,6***	*3,3*	*21,9*	***25,2***	*20,4*	*30,3*	***50,7***

Die Frequenz in den Proben IV und V ist folgende (Probe III ist ohne Molluskenreste):

	IV	V
Mytilus edulis	.	18 S
Anomia striata	.	2 S
Montacuta bidentata	1 S	.
Cardium exiguum	.	1 S
Saxicava arctica	.	1 S
Gibbula cineraria	.	1
Lacuna divaricata	.	2
Littorina rudis	.	2
Hydrobia ulvae	1	.
Rissoa parva	.	16
Spiratella retroversa	.	1
	1 S	**22 S**
	1	**22**

Bryozoa. Bryozoen wurden in Probe I (*Tubulipora liliacea*) und V–IX wahrgenommen. Grösste Frequenz in Probe IX. Die Arten sind: *Berenicea patina, Tubulipora phalangea, Cribrilina punctata* und *Hippothoa hyalina.*

Brachiopoda. In Probe II fanden sich 2 Exemplare von *Waldheimia cranium* und 1 von *Terebratulina caput serpentis* (2 000 gr Analysenmasse).

Echinodermata. Stacheln von sowohl regulären als irregulären Seeigeln wurden wahrgenommen. Die Frequenz der Stacheln ist folgende:

	I	II	V	VI	IX
Reg.	1	42	.	8	140
Irreg.	.	85	2	10	260
	1	**127**	**2**	**18**	**400**

Pisces. Ausser Wirbeln fanden sich in Probe IV und VI Otolithen von Fischen, die der Familie *Gadiidae* angehörten.

Zum Alter. Eine Berechnung des Alters der Ablagerung muss sich auf die Kenntnis ihrer Genese gründen. Die verschiedenen Horizonte in der Schichtenreihe dürften in folgender Weise gebildet worden sein:

A. Der harte und gegen Abtragungskräfte wie fliessendes Wasser besonders widerstandsfähige Ton ist zweifellos glazigen.

B. Dieser Horizont wird durch Umlagerungsprodukte gebildet. — Schon bei der Aggradation desjenigen Teils des Horizonts, dem Probe I entspricht, begann die Einlagerung von Schalen litoraler Formen. Bei der Anhäufung des in Probe II vertretenen Teils war die Einlagerung von Schalen der Felsenstrand-Arten ziemlich allgemein geworden. Die höchste Partie des benachbarten Geländes — das Felsplateau unmittelbar O des Tales (ca. 90 m ü. d. M.) — befand sich etwa 6500 v. Chr. in Meereshöhe (Strandverschiebungskurve I).

Der obere Teil des Horizonts B (Probe II) kennzeichnet sich besonders durch einen hohen Gehalt an minerogenen Bestandteilen $>$ 2 mm. Mehrere Partikel in Probe II wiegen 130—150 gr. Dieser zufällige hohe Gehalt an Partikeln $>$ 2 mm in der Schichtenserie dürfte eine Folge davon sein, dass Residualsedimente vom 80 m-Plateau herabgespült wurden[1], und zwar vor oder während der Zeit, als das Meeresniveau etwas mehr als 80 m über dem heutigen lag, d. h. ungefähr 6300 v. Chr.

C und D. Die Entstehung des Horizonts C, der im unteren Teil nahezu aus reiner Sandfazies ohne einen makroskopisch wahrnehmbaren Einschlag von Tonpartikeln und im oberen aus gemischter Sand- und Schalenfazies besteht, scheint durch eine verstärkte Strömung in dem Altsund verursacht zu sein, worin das Delta deponiert wurde. Nach der Erhöhung der umgebenden Plateaus über die Meeresfläche dürften auch durch den neugebildeten Sund mit immer stärkerer Kraft Wassermassen hindurchgepresst worden sein, wobei die Mobilisierung von verschiedenen im Altsunde liegenden Depots angehörenden Partikeln verstärkt wurde.

Wahrscheinlich sind sowohl im Passgebiet als in dem S davon gelegenen Teil des Tales längs des Fusses des 80 m-Plateaus Progradationssedimente vorgekommen, die relativ locker konsolidiert und deshalb verhältnismässig leicht abzutragen waren. Der plötzlich einsetzende und anfangs maximale Sandtransport scheint darauf hinzudeuten, dass derartige lockere Sedimentmassen zu Abtragung bereit lagen und in erster Linie erfasst wurden. Die glazigene, fester konsolidierte Sedimentmasse des Passgebiets dürfte dagegen während dieses Zeitabschnitts nur in relativ geringem Umfang ergriffen worden sein, doch kann dies später stattgefunden haben und dann in allmählich immer stärkerem Grad, weil sie infolge der Verringerung der Wassertiefe nach und nach der Tätigkeit der kräftigen oberflächlichen Wasserbewegungen immer mehr ausgesetzt wurde.

Zu Beginn der Entstehung des Horizonts C war die Sedimentationsgeschwin-

[1] Tangtrift dürfte kaum allein eine solche verhältnismässig bedeutende Anhäufung von Partikeln $>$ 2 mm verursacht haben.

digkeit biogener Partikel gegenüber den minerogenen verschwindend klein (Probe IV: < 0,01 %). Doch fand ein allmählicher Übergang bis zum Vorwiegen der biogenen Sedimentationsphase statt, was eher eine Folge der Erschöpfung der das minerogene Material liefernden Depots sein als auf das Anwachsen oder die pro Flächeneinheit erhöhte Produktionsfähigkeit der schalenerzeugenden Biotopen zurückgehen dürfte. Das biogene Übergewicht steigt ununterbrochen bis in Horizont D hinein, der die eigentliche Schalenbank darstellt.

E. Im obersten Teil des Horizonts D (Probe IX) ist eine sehr schwache Frequenzsteigerung der minerogenen Phase zu merken. Sie nimmt aber rasch so kräftig zu, dass die minerogene Phase die Alleinherrschaft gewinnt (Probe X). Die Phasenverschiebung spiegelt m. E. den oben betonten Umstand wider, dass die glazigene Sedimentmasse der Pass-Schwelle kurz vor der Sperrung des Altsundes von äusserst kräftiger Abtragung erfasst wurde. — Der Altsund wurde nach Strandverschiebungskurve I ca. 5300 v. Chr. abgeschnürt.

Bereits früher wurde eine Altersbestimmung der Ablagerung versucht, und zwar teils durch De Geer (1910, S. 1179) und teils durch Antevs (1917, S. 295).

Die Datierung De Geers ergibt sich aus Fig. 96 b. Wie die Fig. zeigt, hat De Geer den für die Genese und Datierung der Schalenformation als Erläuterung dienenden Horizont B nicht beachtet. Dieser Umstand dürfte ihn veranlasst haben, Schicht D als finiglazial[1] anzunehmen.

Antevs, der gleichfalls über das Vorkommen von Schicht B nichts wusste, stützt sich bei seiner Datierung von Schicht D — der eigentlichen Schalenbank — auf die vertikale Verteilung der Mollusken in dieser Schicht. Auf Grund der Zusammensetzung der Fauna hinsichtlich der thermalen Forderungen der Arten und insbesondere aus der Verteilung von *Mytilus edulis* in der erwähnten Probenserie schliesst er, dass die Schalenbank gebildet sei »during the period immediately preceding, during, and immediately after the postglacial transgression maximum«. — Es besteht also in Bezug auf das Alter der fraglichen Schichten zwischen Antevs und mir eine gewisse Meinungsverschiedenheit.

Nr. 19 Dalarna.

Lokalangabe. S. 26. Photokarte Näsinge S. O.: von dem letzten »a« in Dalarna aus 150 m O.

Lokalbeschreibung. Die Ablagerung liegt in einem sehr tiefen SW—NO-Spaltental 58 m ü. d. M. Ihre Oberfläche hat die Form eines flachen Walles mit der Längsachse winkelrecht zur Längsrichtung des Tals. Dieser Wall ist zweifellos ein Strandwall.

Fig. 98. Flugaufnahme. Der Kreis bezeichnet schalenführenden Altstrand.

[1] Die Oberfläche von Schicht C ist schwach wellig. Nach De Geers Ansicht sollte dies eine Folge der Einwirkung des Eises sein, dürfte indessen eher auf der Tätigkeit der Strombewegungen beruhen (vgl. Odhner 1918, S. 232).

Die Ablagerung besteht bis zu einer Tiefe von 2,5 m (von dem Scheitel des Walles aus gerechnet) aus schalenfreiem Kies und Sand. Darunter liegt eine 1,5 m mächtige schalenführende Schicht. Die obersten Partien derselben enthalten besonders viele Molluskenarten und -Individuen (Probe IV). Die darunter liegenden Schichten bestehen aus sandigem Ton.

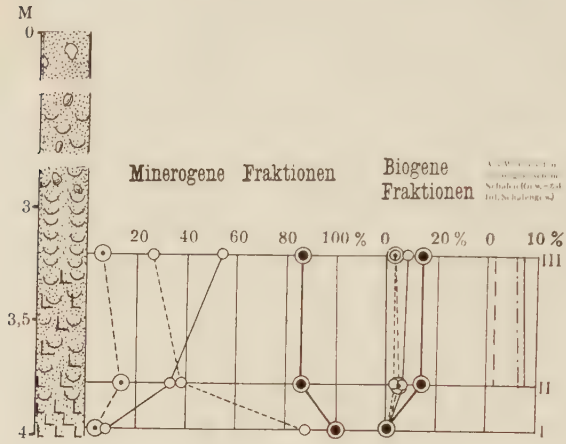


Fig. 99. Profil und Partikelverteilung. Zeichenerklärung S. 327.

Untersuchungsmaterial. Eine vollständige quantitative Analyse wurde an den Proben II und III ausgeführt (Analysenmenge 50 gr). Von Probe IV ist leider die kleinste Fraktion verloren gegangen, weshalb mit diesen Proben keine direkten Vergleiche in granulometrischer oder faunistischer Beziehung vorgenommen werden konnten. Das Partikelgewicht der Probe IV $> {}^1/_2$ mm betrug 1 196 gr; von diesen waren 494 gr > 2 mm und 662 gr ${}^1/_2$–2 mm.

Die Fauna.

Folgende Tiergruppen sind in der Schalenmasse vertreten:

Foraminifera	Mollusca
Cirripedia	Brachiopoda
Ostracoda	Echinodermata

Die Hauptmenge der Schalen stammt von Mollusken und Balaniden. Ihre Verteilung in den Proben II und III ist folgende:

	II			III		
	> 2	${}^1/_2$–2	Sa.	> 2	${}^1/_2$–2	Sa.
Molluskenschalen	0,6	1,2	1,8	0,2	2,4	2,6
Balanidenschalen	1,6	3,8	5,4	1,2	5,4	6,6
	2,2	5,0	7,2	1,4	7,8	9,2

Partikel $> {}^1/_2$ mm der Probe IV verteilen sich in untenstehender Weise:

	> 2	${}^1/_2$–2
Molluskenschalen	50,9 %	2,7 %
Balanidenschalen	25,7 »	13,3 »
Minerogene Partikel	23,4 »	84,0 »
	100,0 %	100,0 %

Die Frequenz der in Probe II und III beobachteten Arten bezieht sich auf eine Referenzmenge von 200 gr. Die Zahl der in Probe IV wahrgenommenen Arten entspricht der analysierten Masse von 1 196 gr (vgl. was oben über diese Probe gesagt wurde).

Foraminifera.

Probe IV:

Nonion labradoricum	8	*Elphidiella arctica*	3
Elphidium excavatum	1	*Bulimina ellipsoides*	1
» *orbiculare*	1	*Cibicides lobatula*	51
» cf. *hallandense*	1		66

In den Proben II und III wurden 16 bzw. 28 Exemplare von *Cibicides lobatula* wahrgenommen.

Cirripedia. Die Frequenz der Balanidenschalen in der Schichtenserie ergibt sich aus den Tabellen (S. 236).

Die Balanidenschalen der Probe IV zählen beinahe ausschliesslich zu *B. balanus*. Dagegen sind in Probe II und III Schalen von *B. balanoides* und *B. crenatus* häufiger.

Ein bemerkenswert grosser Teil der Schalen (besonders der Probe IV) ist schwarzgefärbt und also sekundär deponiert, nachdem er primär in einem Weichboden eingelagert war (vgl. S. 140).

Verruca strömia kommt in sämtlichen Proben sehr spärlich vor.

Ostracoda.

Probe IV:

Cyprideis sorbyana	2	*Hemicythere emarginata*	3
Cytheridea papillosa	3	» *concinna*	1
» *punctillata*	1	*Cythereis tuberculata*	2
Cythere lutea	6	» *leioderma*	1
			19

Mollusca.

	II			III		
	> 2	< 1/2	Sa.	> 2	< 1/2	Sa.
Nucula cf. *nitida*	.	.	.	.	4 S	4 S
Mytilus edulis	.	F	.	4 F	8 S	8 S
	.	*0,4*	*0,4*	.	*1,2*	1,2
Lepton nitidum	.	.	.	.	4 S	4 S
Montacuta bidentata	.	.	.	.	16 S	16 S
Cardium edule	.	.	.	.	F	.
Saxicava arctica	F	4 S	4 S	F	12 S	12 S
	1,2	*1,2*	2,4	*0,4*	*2,0*	2,4
Mya truncata	.	4 S	4 S	.	.	.
	.	*0,4*	*0,4*	.	.	.
Thracia villosiuscula	F	.	.	4 S	12 S	16 S
Tonicella marmorea	.	.	.	.	4 Pl	4 Pl
Puncturella noachina	.	4	4	.	.	.
Margarites helicina	.	.	.	.	4	4
Gibbula cineraria	.	.	.	.	4	4
Lacuna divaricata	.	.	.	.	4	4
Littorina littorea	.	8	8	.	48	48
	.	*0,4*	*0,4*	.	*1,6*	1,6
Onoba striata	.	.	.	.	4	4
Rissoa interrupta	.	4	4	.	8	8
Aclis supranitida	.	4	4	.	.	.
		8 S	8 S	4 S	56 S	60 S
		20	20		72	72
	1,2	*2,4*	*3,6*	*0,4*	*4,8*	*5,2*

Das Verzeichnis über die zu Probe IV gehörenden Arten findet sich in nachstehender Tabelle.

Brachipoda. Eine Schale von *Terebratulina caput serpentis* in Probe IV.

	IV			
	> 2		1/2–2	
Dentalium entalis	.	.	1 F	.
Nucula cf. *nitida*	2 S	0,1	.	.
Dacrydium vitreum	.	.	F	.
Modiolaria marmorata	.	.	3 S	.
Modiola modiolus	1 S	0,3	.	.
Mytilus edulis	2 S	8,3	.	.
Pecten islandicus	5 S	25,8	.	.
Anomia squamula	4 S	0,5	.	.
» *striata*	F	.	.	.
Astarte elliptica	4 S	3,2	.	.
» *banksi*	5 S	0,6	.	.
Cyprina islandica juv.	1 S	0,3	.	.
Cyamium minutum	1 S	.	8 S	.
Lucina borealis	6 S	5,9	.	.
Kellya suborbicularis	6 S	.	.	.
Lepton nitidum	.	.	8 S	.
Montacuta bidentata	.	.	19 S	.
» *ferruginosa*	.	.	1 S	.
Cardium edule	21 S	13,7	.	.
» *nodosum*	3 S	.	1 S	.
Venus ovata	10 S	0,7	.	.
» *gallina*	1 S	0,1	.	.
Tapes pullastra	5 S	14,4	.	.
Abra alba	4 S	.	.	.
Macoma calcarea	10 S	5,1	.	.
balthica	5 S	0,6	.	.
Ensis ensis	2 S	.	.	.
Saxicava arctica	2 S	8,2	F	0,4
Mya truncata	28 S	87,5	.	.
Zirphaea crispata	.	.	1 S	.
Thracia villosiuscula	86 S	16,7	.	.
Tonicella marmorea	1 Pl			
» *rubra*	1 Pl	0 2	.	.
Lepidopleurus asellus	1 Pl			
Patella vulgata	1	0,5	.	.
Acmaea virginea	2	0,1	.	.
Lepeta coeca	9	1,1	.	.
Margarites helicina	.	.	F	.
Gibbula cineraria	2	0,2	10	.
Lacuna divaricata	.	.	1	.
Littorina littorea	8	3,0	.	.
» *obtusata*	22	6,1	.	.
Hydrobia ulvae	.	.	13	.
Onoba striata	.	.	2	.
Alvania punctura	.	.	2	.
Rissoa interrupta	.	.	26	.
» *parva*	.	.	2	.
» cf. *turgida*	.	.	1	.
Homalogyra atomus	.	.	1	.
Caecum glabrum	.	.	5	.
Melanella distorta	.	.	2	.
Parthenina interstincta	.	.	3	.
Odostomia unidentata	.	.	1	.
Lunatia nitida	2	0,4	6	.
Buccinum undatum	2 F	0,9	.	.
Clathurella linearis	.	.	1	.
Trophon clathratus	1	0,2	.	.
» sp. juv.	.	.	2	.
Diaphana hyalina	.	.	2	.
Spiratella retroversa	.	.	1	.
Fragmente	.	46,7	.	17,4
	214 S 47	251,4	41 S 81	17,8

Zum Alter. Der oberste wallförmige Teil der Schichtenreihe wurde in Strandlage abgelagert. Die Meeresfläche befand sich nach Strandverschiebungskurve I um 5200 v. Chr. in gleicher Höhe mit der Ablagerung.

Der schalenreichste Horizont der Schichtenreihe (Probe IV), der als Basalpartie zum Wall gehört, dürfte demnach ungefähr aus dieser Zeit stammen. Ein Teil der hier eingelagerten Schalen ist indessen sicher älter: der Gehalt an schwarzgefärbten Schalen, die also nach der Abtragung aus Weichböden in Strandlage redeponiert wurden, ist, wie erwähnt, bemerkenswert hoch.

Sich über das Alter des schalenführenden Horizonts, auf dem der eigentliche Wall ruht (Probe II und III), mit grösserer Sicherheit zu äussern, ist ziemlich schwierig. Es dürfte indessen kaum ein grösserer Altersunterschied zwischen dem fraglichen Horizont und dem Wall vorliegen. Ersterer ist höchst wahrscheinlich in der Form eines distalen Strandsediments abgelagert worden, also in einiger Tiefe, d. h. als der Strand ein im Tal weiter nach NO gelegenes Niveau erreichte. Die nach oben hin stärker werdende Abnahme der Partikel $< {}^1/_2$ mm in diesem Horizont dürfte mit dem Annahen des Strandes in Verbindung stehen. Der Altersunterschied zwischen diesem Horizont und dem Wall kann demnach kaum von grösserer Bedeutung sein; der schalenführende Teil der Schichtenserie dürfte also in seiner Gesamtheit um und etwas früher als 5200 v. Chr. gebildet sein.

Nr. 43 Prästängen II.

Lokalangabe. S. 27. Photokarte Strömstad S. O.: vom Wasserturm aus 400 m N 80° O.

Fig. 100. Flugaufnahme. T = Progradationsterrasse, M = glazigenes Mineralkorndepot, K = Progradationskegel, B = Felsanhöhe, P = Passgebiet.

Lokalbeschreibung. Zwei schalenführende Anhäufungen liegen in demselben SW—NO-Spaltental, einige hundert Meter voneinander entfernt (Fig. 100: K und T). Die eine Ablagerung besteht aus einem Kegel, der näher auf S. 82 f. beschrieben ist (K), die andere ist dagegen eine Progradationsterrasse (T). In beiden Fällen haben u. a. topographische Verhältnisse die Abtragung verhindert, der andere, nicht auf solche Weise geschützte Ablagerungen in Tälern der gleichen Richtung in grossem Umfang ausgesetzt waren.

Untenstehend wird nur die Progradationsterrasse beschrieben.

Das Material, aus dem sie aufgebaut ist, stammt zum allergrössten Teil von dem Felsplateau unmittelbar NW der Ablagerung. Die Oberfläche dieses Plateaus ist sehr eben; seine höchsten Teile liegen 54—55 m ü. d. M.

Die Entstehung einer Progradationsterrasse gerade an der vorliegenden Stelle beruht nicht zum wenigsten auf den günstigen Deponierungsmöglichkeiten. Wäre die SO-Seite des Plateaus gerade gewesen, würden durch den Altsund strömende kräftige Wasserbewegungen zweifellos die an die Ablagerungsstelle herangefrachteten, leicht beweglichen Partikel, die jetzt in grossen Mengen zu dieser Ablagerung gehören, z. B. Kleingastropoden und Foraminiferen, weggeführt haben. Die SO-Seite des Plateaus ist indessen mit einem V-förmigen Einschnitt versehen, in dem Sedimente vom Plateau ungestört angereichert werden konnten. Von besonderer Bedeutung war ausserdem eine Ablagerung glazigener Sedimente am Fuss des Plateaus unmittelbar SW des erwähnten V-förmigen Einschnittes (Fig. 100: M). Hierdurch haben an der Ablagerungsstelle Sedimente festhaltende horizontale Standwirbelströmungen entstehen können.

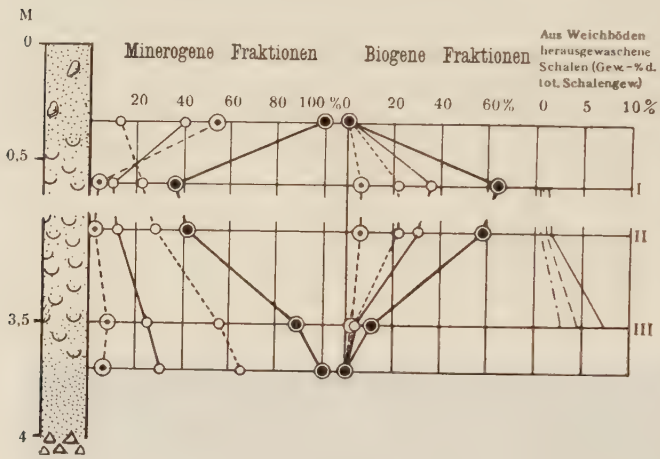


Fig. 101. Profil und Partikelverteilung. Zeichenerklärung S. 327.

Ein Schnitt durch den distalen Teil der Terrasse zeigt folgende Schichtenreihe (Fig. 101). Die Terrasse ruht auf glazigenen Sedimenten. Gleich oberhalb folgt eine Sandschicht, die zuunterst schalenfrei, aber im oberen Teil schalenführend ist. Gewisse Makroschalen sind die Überreste einer autogenen Endofauna; die kleineren Schalenformen sind jedoch allogen und stammen grösstenteils von den Biozönosen auf dem Plateau. Viele endobiontische Muscheln des ehemaligen Sandbodens lagen *in situ*. — Der Übergang zum eigentlichen Schalenbankhorizont vollzieht sich allmählich. Im untersuchten Schnitt war dieser Horizont 2,6 m mächtig; seine Grundmasse besteht zum grossen Teil aus *Corallina*-Gliedern (siehe unten). Er enthält auch Überreste einer autogenen Endofauna, doch nicht im gleichen Ausmass wie der darunter liegende Sand und auch nicht mit der gleichen Artenzusammensetzung. *Ensis ensis* und *Laevicardium norvegicum* seien als Beispiele genannt. — Im oberen Teil der Scha-

lenschicht fanden sich Blöcke. Die oberste Schicht der Terrasse bestand ausschliesslich aus Blöcken, Kies und Sand.

Untersuchungsmaterial. Aus dem schalenführenden Abschnitt wurden 3 Proben von je 100 gr quantitativ analysiert: eine aus dem schalenführenden Sand sowie je eine aus dem unteren und dem oberen Teil der eigentlichen Schalenschicht. Die Partikelverteilung der schalenfreien oberliegenden Schicht wurde durch Analyse von 1,500 gr und die der schalenfreien unterliegenden durch Analyse von 200 gr festgestellt. Ferner wurde eine Sedimentmasse von 2,000 gr aus dem schalenführenden Sand qualitativ untersucht.

Flora und Fauna.

Folgende Pflanzen- und Tiergruppen sind vertreten:

Algae	Ostracoda
Foraminifera	Mollusca
Polychaeta	Bryozoa
Cirripedia	Echinodermata

Die prozentuellen Gewichtsanteile, die phytogene Bestandteile, Mollusken, Cirripeden sowie übrige zoogene Gruppen am Gesamtgewicht der Proben bilden, ergeben sich aus der untenstehenden Übersicht. Unter »übrige Gruppen« herrschen Polychäten vor, aber auch Bryozoen treten zahlreich auf.

	Phytogene Partikel			Zoogene Partikel									
				Mollusken				Cirripeden			Übrige Gruppen		
	1/2–2	< 1/2	Sa.	> 2	1/2–2	< 1/2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.
I	13,2	(8,7)	(21,9)	4,0	13,2	(4,3)	(21,5)	0,1	3,0	3,1	0,4	6,1	6,5
II	7,2	(7,1)	(14,3)	4,3	13,0	(4,5)	(21,8)	0,2	4,5	4,7	1,0	2,7	3,7
III	+	.	+	3,3	3,4	+	6,7	0,1	0,6	0,7	+	+	0,1

Anm. Das Zeichen + bedeutet, dass die Menge < 0,1 Gewichtsprozent ist.
Die nicht bestimmbaren Fragmente betragen:

Probe I . . . . . 11,8 %
» II . . . . . 13,6 »
» III . . . . . 2,6 »

Der Hauptteil davon gehört zur Fraktion < 1/2 mm. Die zu dieser Fraktion zählenden kleinsten Kalkpartikel der Proben I und II dürften in grossem Umfang Fragmente von *Corallina officinalis* darstellen. Da die Artbestimmung der Fragmente unsicher ist, wurde in der Tabelle nur das Gewicht bestimmbarer Fragmente aufgenommen, und zwar steht es in Klammern. Die dazugehörigen Endsummen sind gleichfalls eingeklammert.

In den folgenden Artenlisten bezieht sich die Anzahl auf Sedimentmengen von 200 gr.

Algae. Es wurde nur eine Art beobachtet, nämlich *Corallina officinalis*. Wie die obige Tabelle zeigt, ist die Frequenz dieser Art im unteren, sandigen Teil sehr unbedeutend. Der Gehalt steigt indessen im schalenführenden Horizont ununterbrochen nach oben hin an.

Foraminifera (siehe Tab. S. 242).

Bei qualitativer Analyse einer Probe (2 000 gr) aus demselben Horizont wie Probe III konnten ausserdem *Dentalina* sp. und *Guttulina problema* (2 bzw. 4 Ex.) wahrgenommen werden.

Polychaeta.

	III		II		I	
	> 2	1/2–2	> 2	1/2–2	> 2	1/2–2
Spirorbis spirillum	.	12	.	4 320	16 0,4	6 140
Pomatoceros triqueter	.	.	0,4	.	0,8	.

Foraminifera.

	III			II			I		
	1/2–2	< 1/2	Sa.	1/2–2	< 1/2	Sa.	1/2–2	< 1/2	Sa.
Tolypammina cf. *vagans*	F	.	.	F	.	.	F	.	.
? *Jaculella* cf. *acuta*	.	.	.	.	.	.	2	.	2
Textularia gramen	.	.	.	6	.	6	.	.	.
Quinqueloculina seminulum	166	.	166	38	470	508	.	.	.
» *bicornis*	48	.	48	14	52	66	.	.	.
» *intricata* var.	12	.	12	6	.	6	.	.	.
» *ferrussacii* var.	.	.	.	2	.	2	.	.	.
Spiroloculina planulata	72	.	72	48	.	48	.	.	.
Globulina gibba	.	.	.	8	.	8	.	.	.
Pyrgo elongata var.	8	.	8	.	.	.	.	.	.
Elphidium excavatum	.	.	.	.	1 440	1 440	8	1 620	1 628
» *incertum*	.	.	.	.	1 220	1 220	4	1 250	1 256
» » var. *clavatum*	.	.	.	.			2		
» *macellum* » *aculeatum*	.	.	.	204	.	204	.	190	190
Rotalia beccarii	.	.	.	40	.	40	12	190	202
Cibicides lobatula	2 930	140	3 070	6 100	13 260	19 360	8 380	34 200	42 580
Planorbulina mediterranensis	.	.	.	2	.	2	4	.	4
Kreideform	.	.	.	.	.	.	.	2	2
	3 236	140	3 376	6 468	16 442	22 910	8 412	37 452	45 864

Cirripedia. Die Frequenz der Balanidenschalen ergibt sich aus der Tabelle der Verteilung biogener Partikel (S. 241). Der weitaus grösste Teil der Seitenschalen hat quergestellte Innenwände.

Verruca strömia:

	III			II			I			
	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	< 1/2	Sa.	> 2	1/2–2	< 1/2	Sa.
Schalenteile	4	2 448	**2 452**	14	4 700	2 856	**7 570**	2	6 960	570	**7 532**

Insbesondere in Probe II und I sind mehrere Schalenteile schwarzgefärbt, was darauf hindeutet, dass sie ursprünglich in Weichboden deponiert waren.

Ostracoda.

	III	II		I	
	> 2	> 2	1/2–2	> 2	1/2–2
Cytheridea papillosa	24 (4)	.	110	.	380
Cythere lutea	10	8	7 200	8	9 700
Hemicythere villosa	.	.	800	6	1 100
Leptocythere pellucida	.	.	640	.	900
Cythereis tuberculata	6	.	200	.	640
Loxoconcha tamarindus	.	.	1 700	4	2 800
» *impressa*	.	.	350	.	500
Xestoleberis depressa	.	.	500	2	560
Paradoxostoma abbreviatum	.	.	330	.	530
	40 (4)	**8**	**11 830**	**20**	**17 110**

Mollusca.

	III			II			I		
	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.
Dentalium entalis	2	.	2	.	.	.	.	.	.
Nucula nitida	.	6 S	6 S	.	4 S	4 S	.	2 S	2 S
» sp.	.	.	.	F	.	.	.	.	.
Leda minuta	.	4 S	4 S	.	.	.	.	.	.
	.	0,2	0,2	.	.	.	.	.	.
Dacrydium vitreum	.	26 S	26 S	.	54 S	54 S	.	190 S	190 S
Modiola modiolus	F	.	.	2 S	.	2 S	2 S	2 S	4 S
Modiolaria marmorata	.	4 S	4 S	.	32 S	32 S	.	38 S	38 S
» *nigra*	.	.	.	2 S	.	2 S	.	.	.
Mytilus edulis	2 S	240 S	242 S	8 S	1 100 S	1 108 S	4 S	1 188 S	1 192 S
	.	1,2	1,2	0,4	3,8	4,2	0,2	3,8	4,0
Pecten testae	F	F	.	.	.	.	.	.	.
» sp.	.	.	.	F	.	.	.	.	.
Anomia squamula	26 S	496 S	522 S	18 S	2 880 S	2 898 S	18 S	4 500 S	4 518 S
	0,6	0,6	1,2	1,0	1,8	2,8	0,4	2,8	3,2
» *striata*	10 S	12 S	22 S	16 S	.	16 S	4 S	.	4 S
	2,0	.	2,0	.	.	.	.	.	.
» *aculeata*	4 S	24 S	28 S	.	132 S	132 S	.	90 S	90 S
Ostrea edulis	2 S	6 S	8 S	F	220 S	220 S	6 S	450 S	456 S
	0,2	.	0,2	2,6	1,0	3,6	0,2	1,4	1,6
Astarte banksi	2 S	4 S	6 S	.	.	.	.	.	.
Cyprina islandica	2 S	.	2 S	.	.	.	.	.	.
	0,2	.	0,2	.	.	.	.	.	.
Cyamium minutum	.	2 S	2 S	.	12 S	12 S	.	.	.
Lasaea rubra	.	2 S	2 S	.	.	.	.	2 S	2 S
Thyasira sarsi	6 S	18 S	24 S	6 S	24 S	30 S	2 S	12 S	14 S
	.	.	.	0,2	.	0,2	.	.	.
Lucina borealis	4 S	F	4 S	2 S	.	2 S	F	.	.
	0,2	.	0,2	.	.	.	0,6	.	0,6
Lucinopsis undata	F	.	.	.	.	.	.	.	.
	0,2	.	0,2	.	.	.	.	.	.
Lepton nitidum	.	6 S	6 S	.	22 S	22 S	.	12 S	12 S
Montacuta bidentata	.	54 S	54 S	152 S	420 S	572 S	.	368 S	368 S
	.	.	.	.	0,4	0,4	.	0,2	0,2
» *ferruginosa*	.	2 S	2 S	.	.	.	4 S	2 S	6 S
Cardium echinatum	2 S	12 S	14 S	.	F	.	.	.	.
	0,8	.	0,8	.	.	.	.	.	.
» *minimum*	.	104 S	104 S	.	120 S	120 S	.	64 S	64 S
» *fasciatum*	4 S	58 S	62 S	4 S	60 S	64 S	2 S	22 S	24 S
	0,2	0,4	0,6	0,1	0 1	0,2	.	.	.
Venus ovata	4 S	160 S	164 S	2 S	70 S	72 S	.	28 S	28 S
	.	0,2	0,2	.	.	.	.	.	.
» *fasciata*	2 S	.	2 S	.	2 S	2 S	.	6 S	6 S
» *gallina*	2 S	.	2 S	.	.	.	.	.	.
Tapes pullastra	.	2 S	2 S	2 S	20 S	22 S	.	.	.
	.	.	.	0,2	.	0,2	.	.	.
» sp.	2 S	.	2 S	.	.	.	.	.	.
Spisula subtruncata	.	.	.	2 S	4 S	6 S	2 S	.	2 S
Psammobia ferroënsis	F	.	.	.	.	.	.	.	.
Solenocurtus antiquatus	2 S	.	2 S	.	.	.	.	.	.
	0,4	.	0,4	.	.	.	.	.	.
Cultellus pellucidus	.	8 S	8 S	.	.	.	.	.	.
Abra alba	F	2 S	2 S	2 S	.	2 S	.	.	.
» *nitida*	2 S	14 S	16 S	.	24 S	24 S	.	2 S	2 S
Ensis ensis	.	.	.	.	.	.	2 S	.	2 S
	.	.	.	.	.	.	3,2	.	3,2
Arcinella plicata	.	.	.	.	.	.	.	2 S	2 S

(Forts.)

	III			II			I		
	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.
Saxicava arctica . . .	F	66 S	66 S	10 S	620 S	630 S	6 S	1 480 S	1 486 S
	.	*0,4*	*0,4*	*0,2*	*3,2*	*3,4*	.	*4,8*	*4,8*
Mya truncata	F	2 S	2 S	.	.	.	.	.	.
Aloidis gibba	F	4 S	4 S	6 S	172 S	178 S	6 S	190 S	196 S
	.	.	.	.	*0,2*	*0,2*	.	*0,2*	*0,2*
Thracia villosiuscula . .	.	.	.	.	6 S	6	.	.	.
» *papyracea* . . .	.	.	.	.	.	.	2 S	8 S	10 S
» sp.	F	.	.	.	220 S	220 S	.	450 S	450 S
	.	.	.	.	*0,2*	*0,2*	.	*0,6*	*0,6*
» *convexa* . . .	F	12 S	12 S	.	56 S	56 S	.	.	.
	0,8	.	*0,8*	.	.	.	.	.	.
Caecum glabrum . . .	.	10 S	10 S	.	.	.	.	.	.
Tonicella rubra	.	196 Pl	196 Pl	.	126 Pl	126 Pl	.	286 Pl	286 Pl
	.	*0,4*	*0,4*	.	*0,4*	*0,4*	.	*0,6*	*0,6*
» *marmorea* . .	4 Pl	2 Pl	6 Pl	.	.	.	.	.	.
Lepidopleurus asellus . .	.	96 Pl	96 Pl	.	76 Pl	76 Pl	.	82 Pl	82 Pl
	.	*0,2*	*0,2*	.	.	.	.	*0,2*	*0,2*
» sp. . . .	.	2 Pl	2 Pl	.	8 Pl	8 Pl	.	10 Pl	10 Pl
Emarginula fissura . .	2	.	2	.	.	.	.	.	.
	0,2	.	*0,2*	.	.	.	.	.	.
Patella vulgata	.	.	.	.	2	2	.	.	.
Acmaea virginea . . .	6	58	64	6	72	78	4	54	58
	.	*0,2*	*0,2*	.	*0,2*	*0,2*	.	.	.
Lepeta coeca	.	56	56	.	62	62	.	.	.
Margarites helicina . .	.	2	2	.	.	.	.	16	16
Gibbula cineraria . . .	4	152	156	6	184	190	F	286	286
	0,2	*0,4*	*0,6*	*1,0*	*0,8*	*1,8*	*0,2*	.	*0,2*
Skenea planorbis . . .	.	2	2	.	174	174	.	164	164
Lacuna divaricata . . .	.	128	128	.	540	540	.	1 190	1 190
	.	.	.	.	*0,4*	*0,4*	.	*0,6*	*0,6*
» *pallidula* . . .	.	4	4	2	134	136	.	286	286
	.	.	.	.	.	.	.	*0,2*	*0,2*
Littorina littorea . . .	.	2	2	2	122	124	.	570	570
	.	.	.	.	*0,4*	*0,4*	.	*0,4*	*0,4*
» *rudis*	.	.	.	.	.	.	.	8	8
» *obtusata* . . .	.	.	.	.	2	2	.	.	.
» sp.	.	.	.	.	.	.	F	.	.
	.	.	.	.	.	.	*0,2*	.	*0,2*
Hydrobia ulvae	.	46	46	.	64	64	.	112	112
» *minuta* . . .	.	.	.	.	.	.	.	30	30
Onoba striata	.	222	222	.	880	880	.	940	940
	.	*0,2*	*0,2*	.	*0,4*	*0,4*	.	*0,4*	*0,4*
» *proxima*	.	6	6	.	274	274	.	204	204
	.	.	.	.	*0.2*	*0,2*	.	.	.
Rissoa interrupta . . .	.	3 350	3 350	.	10 700	10 700	.	14 980	14 980
	.	*0,6*	*0,6*	.	*2,0*	*2,0*	.	*2,4*	*2,4*
» *parva*	.	210	210	.	720	720	.	1 270	1 270
	.	*0,2*	*0,2*	.	*0,4*	*0,4*	.	*0,8*	*0,8*
» *inconspicua* . . .	.	10	10	.	162	162	.	130	130
» *violacea*	.	.	.	.	.	.	.	4	4
Alvania punctura . . .	.	326	326	.	198	198	.	410	410
	.	*0,2*	*0,2*	.	*0,2*	*0,2*	.	*0,4*	*0,4*
» *reticulata* . . .	.	28	28	.	20	20	.	40	40
Homalogyra atomus . .	.	12	12	.	12	12	.	.	.
Bittium reticulatum . .	.	F	.	88	1 660	1 748	58	3 110	3 168
	.	.	.	*1,6*	*3,2*	*4,8*	*1,0*	*4,0*	*5,0*
Triforis perversa . . .	.	6	6	.	2	2	.	.	.

	III			II			I		
	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.
Aclis ascaris	.	2	2	.	.	.	.	.	.
» *supranitida*	.	4	4	.	.	.	.	.	.
Parthenina spiralis	.	14	14	.	6	6	.	14	14
Odostomia unidentata	.	14	14	.	172	172	.	68	68
	.	.	.	.	*0,4*	*0,4*	.	*0,2*	*0,2*
» *albella*	.	6	6	.	86	86	.	80	80
Eulimella scillae	.	2	2	.	2	2	.	.	.
Melanella distorta	.	6	6	.	.	.	.	.	.
Turbonilla indistincta	.	38	38	.	66	66	.	90	90
Capulus hungaricus	.	6	6	.	.	.	.	.	.
Aporrhais pes pelecani	4	2	6	.	.	.	.	.	.
Lunatia nitida	4	26	30	.	.	.	.	18	18
Nassa incrassata	8	38	46	F	28	28	2	16	18
Clathurella linearis	2	2	4	.	4	4	.	6	6
» *purpurea*	.	.	.	.	.	.	.	2	2
Retusa truncatula	.	14	14	.	206	206	.	72	72
» *umbilicatula*	.	8	8	.	22	22	.	32	32
» *mammillata*	.	2	2	.	4	4	.	10	10
Philine quadrata	.	.	.	.	2	2	.	.	.
Spiratella retroversa	.	220	220	.	336	336	.	410	410
Gesamtgewicht der Schalenmengen < 0.1 gr	*0,4*	*0,6*	*1,0*	*0,8*	*2,8*	*3,6*	*0.4*	*1,2*	*1,6*
Unbestimmbare Reste	*0,2*	*0,8*	*1,0*	*0,4*	*3,6*	*4,0*	*1,6*	*1,0*	*2,6*
	78 S	**1 360 S**	**1 438 S**	**234 S**	**6 274 S**	**6 508 S**	**60 S**	**9 108 S**	**9 168 S**
	32	**5 024**	**5 056**	**104**	**16 918**	**17 022**	**64**	**24 622**	**24 686**
	6,6	*6,8*	*13,4*	*8,5*	*26,1*	*34,6*	*8,0*	*26,2*	*34,2*

Die Fraktion < 1/2 mm der Proben II und I enthielt folgende bestimmbare Schalen:

	II	I
Dacrydium vitreum	1 020 S	570 S
Modiolaria sp.	408 S	760 S
Mytilus edulis	2 244 S	1 710 S
Anomia squamula	1 428 S	190 S
Lepton nitidum	.	190 S
Venus ovata	.	190 S
» *fasciata*	204 S	.
Saxicava arctica	204 S	380 S
Aloidis gibba	1 428 S	1 330 S
Lepidopleurus asellus	204 Pl	380 Pl
Gibbula cineraria	.	190
Skenea planorbis	408	190
Lacuna divaricata	816	380
Hydrobia minuta	.	190
Onoba striata	204	.
Rissoa interrupta	1 428	1 140
Homalogyra atomus	612	380
Caecum glabrum	816	760
Bittium reticulatum	612	570
Odostomia unidentata	204	190
Spiratella retroversa	408	190
	6 936 S	**5 320 S**
	5 508	**4 180**

Die unten angeführten Arten sind Endobionten des altzeitlichen, sandigen Meeresbodens (Probe III) gewesen, den reichlich vorhandenen zusammenhängenden Schalen nach zu urteilen:

Cyprina islandica
Lucina borealis
» *spinifera*
Cardium echinatum
Venus ovata
Tapes pullastra
Psammobia ferroënsis
Solenocurtus antiquatus
Ensis ensis
Thracia convexa

Es treten verschiedene Altersstadien dieser Arten auf.

Ausser den bei der Quantitätsanalyse der Probe III wahrgenommenen Arten wurden folgende im Felde eingesammelt und bei Durchsicht einer qualitativen Probe (2 000 gr) beobachtet:

Laevicardium norvegicum
Cochlodesma pretenue
Eulimella ventricosa
Menestho insculpta
Buccinum undatum
Mangelia costata

Bryozoa. *Tubulipora fimbria, T. phalangea, Berenicea patina, Disporella hispida, Cribrilina punctata* und *Hippothoa hyalina.*

Echinodermata. Ausser Stacheln und Schalenteilen von sowohl regulären als irregulären Seeigeln wurden ganze Schalen von *Echinocyamus pusillus* in folgenden Proben wahrgenommen:

Probe I . . . . . 6 (0,2 gr)
» II 2

Frequenz der Stacheln:

	III	II	I
Strongylocentrotus und *Echinus* . .	198	600	740
Psammechinus miliaris	18	20	32
Irreguläre Seeigel	96	340	650
	312	**960**	**1 422**

Zum Alter. Die kräftige Ausspülung glazigener Depots auf dem Plateau, welche die Entstehung der sandigen Basalschicht der Terrasse veranlasste, bewirkte offenbar, dass grössere Teile des Plateaus von Algenbiozönosen besiedelt werden konnten; im oberen Teil des Sandhorizonts kommt nämlich eine nicht geringe Anzahl Schalen von Algen-Epibionten vor. Die schwache Vertretung von zur *Balanus*-Grenze zählenden Formen kann kaum als Beweis dafür gerechnet werden, dass die in recht grosser Entfernung von der Ablagerungsstelle gelegenen höchsten Teile des Plateaus (beim Wasserturm: 55 m ü. d. M.) während der Entstehung des ebenerwähnten Horizonts in Strandlage versetzt worden waren.

Das auch für die überlagernde Schalenschicht geltende, bemerkenswert schwache Vorkommen von Felsenstrandbalaniden kann darauf hinweisen, dass während der Entstehungszeit der Terrasse kein Teil des Plateaus über der Meeresfläche lag. *Balanus crenatus*, der in der Terrasse vertreten ist, findet sich nämlich nicht selten in tieferen Lagen als die *Balanus*-Grenze. Nach den Darlegungen auf S. 67 f. darf man annehmen, dass die Wassertiefe über dem Plateau während der Entstehung der Schalen erzeugenden Biozönose etwa 20 m betrug, dass also der Meeresspiegel damals etwa 70—75 m über dem heutigen lag. Nach Strandverschiebungskurve I hätte eine solche Meereslage etwa 6200—6000 v. Chr. bestanden.

Der in der Schalenschicht nach oben hin zunehmende Gehalt an Algen-Epibionten weist auf günstigere Produktionsverhältnisse für solche Organismen hin. Dabei können günstigere edaphische Bedingungen nach der Abräumung

der Plateausedimente und für die Algenvegetation besser geeignete Tiefenverhältnisse zusammengewirkt haben.

Im obersten Teil der Schalenschicht vorkommende grosse Blöcke deuten darauf hin, dass die Oberfläche des in unmittelbarer Nähe der Ablagerungsstelle gelegenen Plateaugebiets sich während des Endabschnitts des Schalenbankbaues in ziemlich geringer Tiefe unter der Wasseroberfläche befand; solche grosse Blöcke konnten nur durch optimale Brandungswirkung mobilisiert werden. — Strandverschiebungskurve I gibt an, dass der Meeresspiegel etwa 4700 v. Chr. in gleicher Höhe mit der Oberfläche des der Ablagerungsstelle benachbarten Plateauabschnitts lag (ca. 52 m höher als heute).

Der schalenführende Teil der Progradationsterrasse bei Prästängen dürfte also während einer Zeitspanne von etwas mehr als 1 000 Jahren aggradiert worden sein, nämlich von rund 6000 bis etwas später als 5000 v. Chr.

Nr. 127 Skogstorp A.

Lokalangabe. S. 29. Photokarte Fjällbacka N. O.: von dem »O« in Ostorp aus 100 m S.

Lokalbeschreibung. Die Ablagerung besteht aus schalenführendem Ton; sie bildet einen Teil des Talbodens des Anråsälvs (Fig. 102). Dieser Talboden ist sehr eben. Die Höhe der Ablagerung beträgt 4 m ü. d. M.

Der untersuchte schalenführende Ton enthält Überreste einer Schalenfauna, die besondere Aufmerksamkeit auf sich lenkt. Man findet nämlich in einer Tiefe unter der Bodenoberfläche von etwa 0,8 m reichlich auftretende Schalen von *Isocardia cor*, die nur an einem anderen Schalenfundort innerhalb des Untersuchungsgebiets von mir beobachtet wurde (Lok. Nr. 125 Ejde A, S. 255) und an unserer Westküste recht selten lebendig angetroffen wird.

Es will so scheinen, als ob der *Isocardia*-Ton nur in einem ziemlich begrenzten Gebiet vorkommt. In den ziemlich grossen Aufschlüssen im Ton, die bei einem Brückenbau über den Anråsälv ca. 275 m O der Fundstelle zustande kamen (Fig. 102: II), liessen sich Schalen von *Isocardia* nicht entdecken, wohl aber solche von *Cyprina*, *Turritella* und anderen Arten, die gleichfalls reichlich am *Isocardia*-Fundort vorkommen. In einem Aufschluss etwa 125 m SW des *Isocardia*-Tons (Fig. 102: III) waren *Isocardia*-Schalen nur spärlich vorhanden. Der Grund für das Auftreten der *Isocardia*-Biozönose gerade an dieser begrenzten Stelle dürfte der sein, dass hier der Treffpunkt und gemeinsame Wirbelraum für Strombewegungen aus verschiedenen Richtungen lag. Wie aus der Karte hervorgeht, liegt die fragliche Stelle an der Kreuzung mehrerer Altsunde.

Untersuchungsmaterial. Eine Tonmasse mit reichlich eingelagerten Schalen wurde quantitativ analysiert (3 300 gr). Ausserdem wurde eine Anzahl Proben qualitativ untersucht.

Die Fauna.

Es sind folgende Gruppen vertreten:

Foraminifera
Spongia
Cirripedia
Ostracoda
Mollusca
Echinodermata
Pisces

Fig. 102. Flugaufnahme. Kreis I bezeichnet das Vorkommen von *Isocardia*-Ton; bei III spärliche und bei II keine *Isocardia*-Schalen (*Cyprina islandica*-Schalen zahlreich). M = Glazigenes Mineralkorndepot.

Die Verteilung minerogener und biogener Partikel ist folgende:

	> 2	½–2	< ½	Sa.
Biogene Partikel	1,4 %	0,4 %	0,1 %	1,9 %
Minerogene Partikel	9,3 »	0,6 »	88,2 »	98,1 »
	10,7 %	1,0 %	88,3 %	100,0 %

Anm. Die Fraktion ½–2 mm besteht zu ca. 2 Gewichtsprozent aus koprogenen Bildungen, die in der Tabelle unter die minerogenen mitaufgenommen sind.

In einer qualitativen Probe treten einzelne grössere Kiespartikel auf (Max. 140 gr), die wahrscheinlich durch treibenden Tang oder Eis herangeführt sind.

Die Hauptmasse besteht aus Molluskenschalen. In der Fraktion > 2 mm bilden Balanidenschalen 0,2 % des Gesamtgewichts der Probe.

In den folgenden Artenlisten bezieht sich die Frequenz auf 2 000 gr.

Foraminifera.

Elphidium pompilioides	7	*Bulimina ellipsoides*	1
» *excavatum*	10	*Rotalia beccarii*	15
» *incertum*	8	*Cibicides lobatula*	4
			45

Spongia.

Ein Exemplar von *Halichondria panicea.*

Cirripedia.

Balanus balanus ist der typische Balanide des *Isocardia*-Tons. Er umkleidet in grossem Ausmass die eingelagerten Kiespartikel (siehe oben unter Anm.). Auch einige Seitenschalen von *B. crenatus* wurden beobachtet.

Ostracoda.

Cytheridea papillosa	3
» *tuberculata*	5
Hemicythere concinna	4
	12

Mollusca.

	> 2		½–2		Sa.	
Nucula nitida	F	0,1	2 S	.	2 S	0,1
» *sulcata*	1 S	.	F	.	1 S	.
Mytilus edulis	F	0,1	3 S	0,1	3 S	0,2
Pecten varius	1 S	0,4	F		1 S	
» *opercularis*	1 S	4,0	1 S	0,4	2 S	6,5
» *septemradiatus*	1 S	1,7	F		1 S	
Anomia squamula	F	0,1	51 S	0,1	51 S	0,2
» *striata*	1 S	0,2	.	.	1 S	0,2
Ostrea edulis	4 S	3,0	7 S	0,4	11 S	3,4
Cyprina islandica	2 S	58,3	.	.	2 S	58,3
Isocardia cor	2 S	54,6	.	.	2 S	54,6
Montacuta bidentata	2 S	.	4 S	.	6 S	.
Cardium echinatum	2 S	11,4	F	.	2 S	11,4
Venus ovata	1 S	.	.	.	1 S	.
» *gallina*	4 S	0,7	.	.	4 S	0,7
Lucinopsis undata	1 S	0,7	.	.	1 S	0,7
Abra nitida	1 S	.	.	.	1 S	.
» *alba*	1 S	.	18 S	.	19 S	.
Macoma calcarea	1 S	0,6	.	.	1 S	0,6
Arcinella plicata	1 S	.	.	.	1 S	.
Saxicava arctica	1 S	1,1	1 S	.	2 S	1,1
Mya truncata	F	0,1	F	.	.	0,1
Aloidis gibba	1 S	0,7	50 S	0,7	51 S	1,4
Littorina littorea	4	6,4	.	.	4	6,4
» *obtusata*	1	0,1	.	.	1	0,1
Hydrobia ulvae	.	.	1	.	1	.
Onoba vitrea	1	.	1	.	2	.
Turritella communis	99	25,5	2	0,7	101	26,2
Aporrhais pes pelecani	F	.	.	.	.	.
Purpura lapillus	1	0,4	.	.	1	0,4
Buccinum undatum	1	6,1	.	.	1	6,1
Nassa reticulata	5	2,0	.	.	5	2,0
Gesamtgewicht der Schalenmengen < 0,1 gr	.	0,1	.	0,1	.	0,2
Fragmente	.	2,2	.	2,6	.	4,8
	29 S 112	180,6	137 S 4	5,1	166 S 116	185,7

Die grösseren Exemplare von *Isocardia* messen vom Umbo bis zur unteren Schalenkante bis zu 85 mm. Auch die Schalen von *Cyprina* sind ziemlich gross (Max. 80 mm). *Ostrea* tritt mit zusammenhängenden Schalen auf. Diese sind sehr gross und schwer. Die Länge beträgt

in einem Fall 110 mm und das Gewicht eines Schalenpaares 160 gr. *Pecten septemradiatus* erreicht eine Höhe von 50 mm und *Pecten opercularis* eine von 45 mm.

Echinodermata.

In der Probe wurden Stacheln von regulären und irregulären Seeigeln beobachtet (12 bzw. 35).

Pisces.

Wirbel von Teleostomien.

Zum Alter. C. LARSSON hat versucht, das Alter der *Isocardia*-Fauna pollenanalytisch zu bestimmen (Fig. 103); andere Methoden sind hier nicht zu verwenden. Die beiden untersten der analysierten Proben stammen vom oberen Teil des *Isocardia*-führenden Tons und die restlichen Proben vom überlagernden Ton ohne *Isocardia*, welcher jedoch marin ist (*Navicula lyra* tritt schon in der obersten Probe auf). — Nach LARSSON bezeichnet die Probe 0,7 m unter der

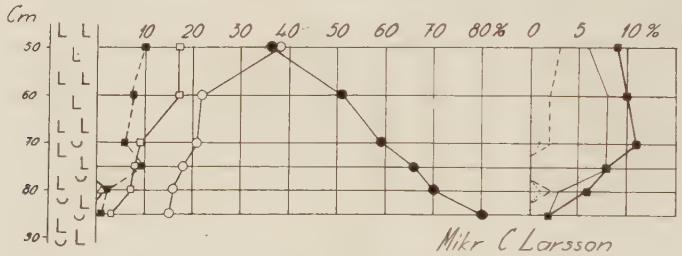


Fig. 103. Pollendiagramm. Der oberste Teil des *Isocardia*-Tons liegt 80 cm unter der Bodenoberfläche. Zeichenerklärung S. 327.

Bodenoberfläche wahrscheinlich die sog. postglaziale Grenze (»P. G.«); ihr Alter wird gewöhnlich auf etwa 4500 v. Chr. angesetzt (vgl. Fig. 115). Der 0,8 m unter der Bodenoberfläche beginnende *Isocardia*-Ton ist also insgesamt älter als 4500 v. Chr.

— Etwa 4500 v. Chr. war der Wasserstand an der Ablagerungsstelle ca. 40 m (Strandverschiebungskurve II). In einer solchen Tiefe kommt *Isocardia* gegenwärtig gewöhnlich vor.

Nr. 64 Kampetorp.

Lokalangabe. S. 27. Photokarte Överby N. O.: von dem »K« in »Kampetorp« aus 600 m N 15° W.

Lokalbeschreibung. Unter dem obigen Namen wurden zwei in unbedeutender Entfernung voneinander liegende schalenführende Ablagerungen zusammengefasst: ein Progradationskegel und ein Delta. Beide liegen in demselben SW—NO-Spaltental. Die topographischen Verhältnisse an den Ablagerungsstellen und um sie herum gehen aus Fig. 33 und einer auf S. 100 f. geführten Erörterung über die vermuteten Strömungen im Ablagerungsgebiet während der Anhäufung hervor.

Untenstehend wird eine Beschreibung des Kegels gegeben.

— Bei Analysen von Material des Deltas wurden u. a. 84 Mollusken-Arten beobachtet. Die Entstehung des untersuchten Teils des Deltas dürfte in den Zeitabschnitt etwa 4000–3500 v. Chr. gesetzt werden können. — Damit gleichaltrig dürfte eine bei C (Fig. 33) entnommene Probenserie schalenführenden Tons sein; dieser Ton scheint aus Distalsedimenten des Deltas zu bestehen (vgl. S. 101). Darin wurden insgesamt 43 Arten wahrgenommen.

Der Progradationskegel.

Vgl. S. 101, Fig. 33 und 25.

Der schalenführende Teil der Schichtenreihe wurde in seinem distalen Teil bis etwa 1 m Tiefe untersucht. In diesem Niveau wurden die Sedimente klastisch und ziemlich schalenarm.

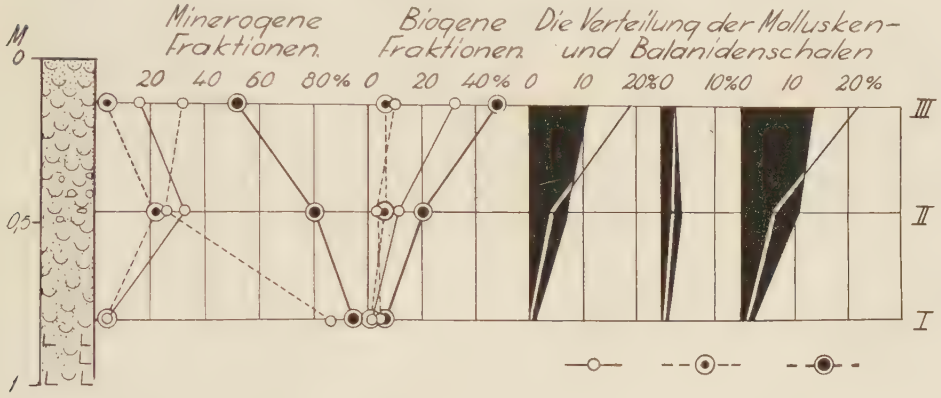


Fig. 104. Profil und Partikelverteilung. Zeichenerklärung S. 327.

Flora und Fauna.

Folgende Pflanzen- und Tiergruppen sind in der Schalenmasse vertreten:

Algae	Crustacea decapoda
Foraminifera	Mollusca
Polychaeta	Bryozoa
Cirripedia	Echinodermata

Die Frequenz der Hauptkomponenten der Schalenmasse, d. h. der Balaniden- und Mollusken schalen, ergibt sich aus Fig. 104.

In Probe III ist der Gehalt an biogenen Bestandteilen (hauptsächlich Bryozoen und Echinodermen) ziemlich beträchtlich: 2,1 Gewichtsprozent. Die Verteilung ist folgende:

> 2 mm:	0,3	Gewichtsprozent
1/2–2 » :	1.8	»
	2,1	»

In den folgenden Artenlisten bezieht sich die Frequenz auf Referenzmassen von 200 gr.

Algae. Von *Corallina officinalis* finden sich vereinzelte Fragmente in Probe II, aber zahlreiche in Probe III.

Foraminifera.

	I	II	III
Tolypammina cf. *vagans*	.	.	F
Quinqueloculina seminulum	.	.	63
Nonion labradoricum	.	2	7
Elphidium incertum	.	.	1
Rotalia beccarii	13	99	54
Cibicides lobatula	10	158	1 850
	23	**259**	**1 975**

Polychaeta.

Pomatoceros triqueter (Probe II: 0,2 gr [> 2 mm])
Spirorbis pagenstecheri (» III: 85 St. [1/2–2 »])
» *borealis* (» III: 5 » [» »]).

Cirripedia. Die Frequenz der Balanidenschalen ergibt sich aus Fig. 104. Der grössere Teil von ihnen zählt zu *B. balanoides* und *B. crenatus*. Auch *B. balanus* ist vertreten.

Verruca strömia:

	I	II	III
Schalenteile	—	32	20 240

Ostracoda.

	II	III
Cyprideis sorbyana	2	11
Cytheridea papillosa	.	1
Cythere lutea	1	2
Hemicythere concinna	.	2
Cythereis leioderma	.	1
	3	**17**

Crustacea decapoda. Fragmente von Extremitäten in Probe III.

Mollusca. Das Verzeichnis über die vorkommenden Mollusken findet sich in Tabelle S. 253 f.

Bryozoa. In Probe III wurden folgende Arten wahrgenommen (Gewicht 0,4 gr): *Tubulipora fimbria*, *Disporella hispida* und *Hippothoa hyalina*.

Echinodermata. Es fanden sich Schalenfragmente und Stacheln sowohl von regulären als irregulären Seeigeln, und zwar von *Echinus*, *Psammechinus*, *Strongylocentrotus* und ? *Echinocardium*.

Die Frequenz der Stacheln ist wie folgt:

	I	II	III
Strongylocentrotus und *Echinus*	5	77	910
Psammechinus	.	14	98
Echinocardium u. a. irreg. Seeigel . . .	.	7	1 035
	5	**98**	**2043**

Zum Alter. Die Zufuhr minerogenen Materials war während der Anhäufung des untersten untersuchten Teils der Ablagerung reichlich, nahm aber dann ununterbrochen ab, wahrscheinlich zufolge der Erschöpfung der minerogenen Depots auf dem das Material liefernden Plateau. Einige eingelagerte Felsenstrandformen legen indessen davon Zeugnis ab, dass die höchsten Partien des Plateaus zu dieser Zeit über der Meeresoberfläche lagen. Diese ungefähr 70 m ü. d. M. liegenden Partien befanden sich nach Strandverschiebungskurve I um 6000 v. Chr. in Strandlage.

Die schnelle Frequenzsteigerung von Algen- und Felsenepibionten nach oben zu in der Ablagerung weist darauf hin, dass für solche Formen gesteigerte Produktionsmöglichkeiten auf dem Plateau bestanden.

Der Anhäufungsprozess muss damit abgeschlossen worden sein, dass die Zufuhrspalte ausser Dienst trat, was bei einem Meeresniveau von 45–50 m über dem heutigen stattfand, d. h. etwa 4500–4000 v. Chr.

Mollusca.

	I			II			III		
	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.
Dentalium entalis	.	.	.	.	2	2	.	.	.
Nucula sp.	.	F	.	.	F	.	.	F	.
Portlandia cf. *lenticula*	.	.	.	.	.	.	.	4 S	4 S
Dacrydium vitreum	.	.	.	.	5 S	5 S	.	84 S	84 S
Modiola modiolus	.	.	.	F	.	.	F	.	.
	.	.	.	*0,2*	.	*0,2*	.	.	.
Modiolaria marmorata	.	.	.	.	.	.	.	3 S	3 S
Mytilus edulis	F	5 S	5 S	6 S	130 S	136 S	221 S	860 S	1 081 S
	.	*1,0*	*1,0*	*1,4*	*7,1*	*8,5*	*1,2*	*5,3*	*6,5*
Anomia squamula	.	.	.	F	4 S	4 S	10 S	2 585 S	2 595 S
	.	.	.	.	.	.	*0,3*	*3,2*	*3,5*
» *striata*	F	1 S	1 S	2 S	.	2 S	2 S	.	2 S
	.	.	.	*0,1*	.	*0,1*	*0,8*	.	*0,8*
» *aculeata*	.	.	.	.	3 S	3 S	3 S	154 S	157 S
	.	.	.	.	.	.	.	*0,4*	*0,4*
Ostrea edulis	.	.	.	5 S	4 S	9 S	2 S	210 S	212 S
	.	.	.	*0,7*	.	*0,7*	*1,3*	*0,5*	*1,8*
Astarte banksi	.	.	.	.	.	.	.	1 S	1 S
Cyamium minutum	.	.	.	.	.	.	.	2 S	2 S
Kellya suborbicularis	.	.	.	.	.	.	.	4 S	4 S
Lepton nitidum	.	.	.	.	.	.	.	165 S	165 S
	.	.	.	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*
Montacuta bidentata	.	.	.	.	10 S	10 S	.	330 S	330 S
	.	.	.	.	.	.	.	*0,2*	*0,2*
ferruginosa	.	.	.	.	.	.	.	1 S	1 S
Cardium edule	.	1 S	1 S	.	1 S	1 S	.	.	.
» *exiguum*	.	.	.	2 S	1 S	3 S	.	.	.
fasciatum	.	.	.	.	14 S	14 S	.	98 S	98 S
	.	.	.	.	.	.	.	*0,2*	*0,2*
Venus ovata	.	1 S	1 S	.	3 S	3 S	18 S	320 S	338 S
	.	.	.	.	.	.	*0,4*	*0,8*	*1,2*
» *gallina*	.	.	.	.	.	.	.	1 S	1 S
Tapes decussatus	.	.	.	1 S	.	1 S	F	.	.
» *aureus*	.	.	.	F	.	.	.	.	.
Abra alba	.	1 S	1 S	5 S	13 S	18 S	1 S	5 S	6 S
Macoma sp.	.	.	.	.	.	.	.	F	.
Saxicava arctica	.	F	.	.	15 S	15 S	1 S	265 S	266 S
	.	*0,6*	*0,6*	.	*0,1*	*0,1*	.	*0,4*	*0,4*
Aloidis gibba	.	.	.	.	2 S	2 S	.	14 S	14 S
Mya truncata	.	.	.	.	.	.	1 S	.	1 S
Thracia villosiuscula	.	.	.	F	.	.	F	.	.
	.	.	.	*0,3*	.	*0,3*	*0,3*	.	*0,3*
» *papyracea*	.	.	.	.	.	.	1 S	110 S	111 S
	.	.	.	.	.	.	.	*0,1*	*0,1*
Tonicella marmorea	.	1 Pl	1 Pl	.	.	.	.	1 Pl	1 Pl
» *rubra*	.	.	.	.	3 Pl	3 Pl	.	96 Pl	96 Pl
	.	.	.	.	.	.	.	*0,3*	*0,3*
Lepidopleurus asellus	.	.	.	.	.	.	.	245 Pl	245 Pl
	.	.	.	.	.	.	.	*0,9*	*0,9*
Acmaea virginea	.	.	.	.	F	.	7	123	130
	.	.	.	.	.	.	*0,1*	*0,5*	*0,6*
Lepeta coeca	.	.	.	.	.	.	.	37	37
Margarites helicina	.	.	.	.	.	.	.	1	1
Gibbula cineraria	F	.	.	F	12	12	2	185	187
	.	.	.	.	*0,3*	*0,3*	*0,2*	*1,0*	*1,2*
Skenea planorbis	.	.	.	.	3	3	.	108	108
Lacuna divaricata	.	.	.	.	4	4	1	550	551
	.	.	.	.	.	.	.	*0,5*	*0,5*

(Forts.)

	I			II			III		
	> 2	2/2–2	Sa.	> 2	1/2–2	Sa.	> 2	1/1–2	Sa.
Littorina littorea	1	6	7	2	81	83	.	11	11
	0,3	0,2	0,5	1,9	0,9	2,8	.	0,1	0,1
» *rudis*	.	.	.	.	2	2	3	195	198
	.	.	.	.	.	.	.	0,5	0,5
» *obtusata*	.	.	.	.	1	1	.	2	2
Hydrobia ulvae	.	7	7	.	70	70	.	187	187
	.	.	.	.	0,1	0,1	.	0,1	0,1
» *minuta*	.	.	.	.	.	.	.	127	127
	.	.	.	.	.	.	.	0,1	0,1
Onoba striata	.	1	1	.	.	.	.	593	593
	.	.	.	.	.	.	.	0,4	0,4
» *proxima*	.	.	.	.	.	.	.	53	53
	.	.	.	.	.	.	.	0,1	0,1
Rissoa interrupta	.	2	2	.	7	7	.	5 420	5 420
	.	.	.	.	.	.	.	3,0	3,0
» *parva*	.	8	8	.	78	78	.	265	265
	.	.	.	.	0,2	0,2	.	0,4	0,4
Alvania punctura	.	.	.	.	.	.	.	176	176
	.	.	.	.	.	.	.	0,1	0,1
Homalogyra atomus	.	.	.	.	.	.	.	4	4
Caecum glabrum	.	.	.	.	3	3	.	477	477
	.	.	.	.	.	.	.	0,1	0,1
Bittium reticulatum	2	48	50	3	239	242	1	62	63
	0,1	0,6	0,7	.	2,3	2,3	.	0,4	0,4
Triforis perversa	.	.	.	.	2	2	.	11	11
Parthenina spiralis	.	5	5	.	9	9	.	1	1
Odostomia unidentata	.	.	.	.	35	35	.	43	43
» cf. *albella*	.	.	.	.	.	.	.	25	25
Melanella distorta	.	.	.	.	.	.	.	1	1
» *polita*	.	.	.	.	.	.	.	2	2
Eulimella acicula	.	.	.	.	.	.	.	1	1
Turbonilla indistincta	.	.	.	.	5	5	.	59	59
Lunatia nitida	2	.	2	.	4	4	1	36	37
	0,3	.	0,3	.	.	.	.	0,3	0,3
Purpura lapillus	2	.	2	F	1	1	F	24	24
	.	.	.	.	.	.	.	0,1	0,1
Nassa reticulata	.	.	.	6	F	6	2	43	45
	.	.	.	1,1	.	1,1	0,1	0,1	0,2
Clathurella linearis	.	.	.	.	.	.	.	10	10
Retusa truncatula	.	.	.	.	.	.	.	16	16
» *mammillata*	.	.	.	.	1	1	.	3	3
» sp.	.	.	.	.	1	1	.	.	.
Spiratella retroversa	.	.	.	.	1	1	.	32	32
Gesamtgewicht der Schalenmengen < 0,1 gr)	.	0,1	0,1	.	0,5	0,5	1,4	0,5	1,9
Fragmente	0,4	0,2	0,6	0,8	2,5	3,3	.	0,8	0,8
		9 S	**9 S**	21 S	205 S	**226 S**	260 S	5 216 S	**5 476 S**
	7	**77**	**84**	**11**	**561**	**572**	**17**	**8 883**	**8 900**
	1,1	*2,7*	*3,8*	*6,5*	*14,0*	*20,5*	*6,1*	*21,5*	*27,6*

— Gewisse Schalen, nämlich solche von autogenen Endobionten, können Überreste von Endobiosen der Oberflächenschicht der Ablagerung darstellen, die dort gelebt haben, nachdem eine allogene Anreicherung in der genannten Weise aufgehört hatte. Nach der Strandverschiebungskurve würden die Teile des Kegels, von denen die analysierte Probenserie stammt (35 m ü. d. M.), um 3000 v. Chr. in Strandlage versetzt worden sein.

Nr. 125 Ejde A.

Lokalangabe. S. 29. Photokarte Fjällbacka N. V.: vom Fixpunkt 11,39 aus 1 000 m S 17° O.

Lokalbeschreibung. Die Ablagerung liegt frei an der Stelle, wo ein SW—NO- und ein SO—NW-Tal in ein breites N—S-Tal übergehen (Fig. 38: S). Sie besteht aus einem nach allen Seiten hin schwach gewölbten Sandhügel, der sich in der Richtung des SW—NO-Tales erstreckt. Ihr höchster Punkt liegt 5 m ü. d. M.

Diese Ablagerung ist sehr interessant, weil sie Schalen von *Lutraria elliptica* enthält, eine niedrigboreale-lusitanische Art, die jetzt in Bohuslän ausgestorben zu sein scheint; als subfossil wurde sie früher dort nicht angetroffen.

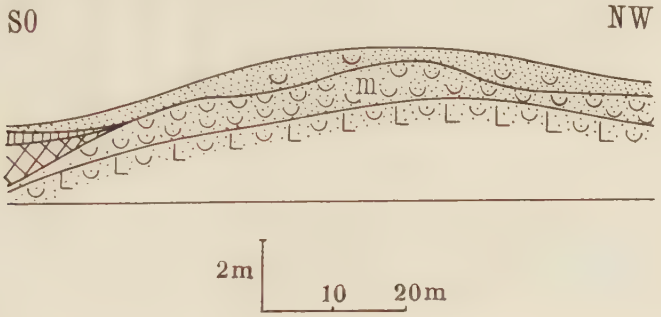


Fig. 105. Querschnitt des Sandhügels. m = Schicht mit *Lutraria elliptica*-Schalen. Zeichenerklärung S. 327.

Die *Lutraria*-Schalen liegen in schalenführendem Sand (Fig. 105: m); ein Horizont etwa 1 m unter der Bodenoberfläche ist besonders reich an solchen Schalen. Der gleich darüber liegende Horizont (etwa 80 cm unter der Bodenoberfläche) kennzeichnet sich dagegen durch *Venus gallina*. *Ostrea edulis* charakterisiert eine ungefähr 60 cm unter der Bodenoberfläche liegende Schicht. Unmittelbar unter dem *Lutraria*-Horizont (etwa 120 cm unter der Bodenfläche) folgt eine durch *Cyprina islandica* gekennzeichnete Schicht. — Diese sandige Schichtenserie ruht auf einem schalenführenden sandigen Ton, der nach der Tiefe zu in reinen Blauschlick übergeht.

Die Schalenfauna der Sandkalotte ist in sehr grossem Umfang autogen. Die Schalen der Lamellibranchiaten-Individuen hingen nämlich häufig zusammen; die meisten Schalen von *Lutraria* sowie *Mya truncata* waren ausserdem im Sand in der charakteristischen aufrechten Stellung der Tiere *in vivo* eingelagert. Es besteht demnach kein Anlass zur Vermutung, dass die Schalen auf einem Sandstrand deponiert wurden, sondern dies fand in einer unterseeischen Sandbank statt, in der sie lebten.

Es ist deutlich, dass die topographischen Bedingungen am Entstehungsplatz der Sandbank einer lebhaften Wasserzirkulation günstig waren. Die geringe Frequenz besonders leicht beweglicher Partikel in der minerogenen Grundmasse deutet auch darauf hin.[1] Die reichlichen autogenen Endobionteneinschlüsse legen davon Zeugnis ab, dass die Zufuhr von Nährstoffen gut und die Belüftung des

[1] Partikel < 0,06 mm durchschnittlich 1,7 %; grösste Partikelfrequenz in den Fraktionen 0,125—0,25 und 0,25—0,5 mm.

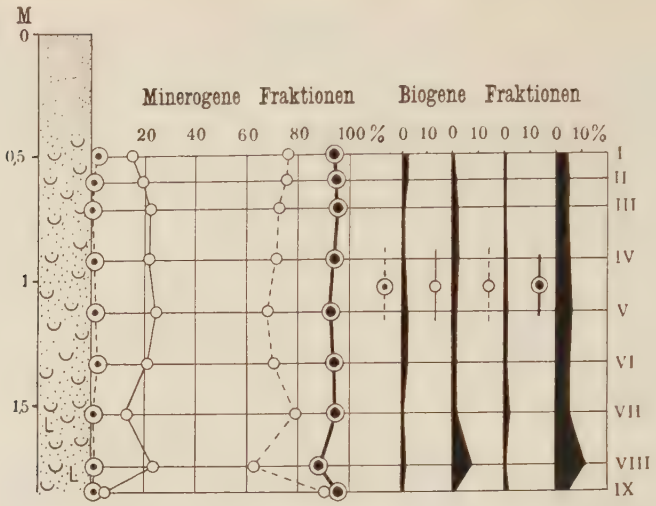


Fig. 106. Profil und Partikelverteilung. Zeichenerklärung S. 327.

Wassers befriedigend war, was ja eine lebhafte Strömung voraussetzt; das Vorkommen gewisser, eine gute Wasserzirkulation heischender Epiformen, wie z. B. *Scalaria communis*, steht hiermit in Einklang.

Untersuchungsmaterial. Da das Alter der Ablagerung durch Pollenanalyse bestimmt wurde — eine andere Methode ist im vorliegenden Fall kaum anwendbar —, ist wenig damit gedient, im Einzelnen über Verteilung der Partikel und faunistische Verschiebungen in der Schichtenreihe zu berichten. Um ein Bild des Nekrotopes mit den *Lutraria*-Schalen zu vermitteln, wird eine Analyse einer Sedimentmasse (500 gr) daraus mitgeteilt. Übrigens wurden kleinere Mengen analysiert (100–200 gr). Zahlreiche Proben wurden einer qualitativen Prüfung unterzogen. Es fanden auch Grössenmessungen von *Lutraria* und anderen Schalen statt.

Die Fauna.

Überreste folgender Tiergruppen wurden beobachtet:

Foraminifera
Cirripedia
Ostracoda
Mollusca
Echinodermata

Die Hauptkomponenten sind Balaniden- und Molluskenschalen. Die übrigen Gruppen sind ziemlich schwach vertreten. Balaniden- und Molluskenschalen verteilen sich auf die Fraktionen > 2 und $^1/_2$–2 mm in folgender Weise:

	> 2	$^1/_2$–2	Sa.
Balanidenschalen	0,4	1,1	*1,5*
Molluskenschalen	1,2	1,6	*2,8*
	1,6	*2,7*	*4,3*

Das biogene Material in der Fraktion $< ^1/_2$ mm besteht in grösserem Umfang als in den Fraktionen > 2 mm und $^1/_2$–2 mm aus anderen Teilen als Mollusken- und Balanidenschalen (Foraminiferen und Echinodermen).

In den folgenden Artenlisten beziehen sich die Frequenzziffern auf eine Sedimentmenge von 200 gr.

Foraminifera.

	1/2–2	< 1/2	Sa.
Globulina gibba	1	.	1
Nonion cf. *labradoricum*	2	1	3
Elphidium incertum	2	1	3
» *excavatum*	3	.	3
» *pompilioides*	1	.	1
Rotalia beccarii	181	377	558
Cibicides lobatula	194	211	405
	384	590	974

Cirripedia. Es finden sich Schalen von sowohl *Balanus balanus* als *B. crenatus* und *B. balanoides*; die letzteren sind jedoch am zahlreichsten.

Die Schalen sind sehr oft schwarzgefärbt, was auf ihre frühere Deponierung in Weichböden hindeutet.

Verruca strömia ist in der Fraktion 1/2–2 mm durch 14 Schalen vertreten.

Ostracoda.

	1/2–2	< 1/2	Sa.
Cythere lutea	4	122	126
Cythereis leioderma	7	17	24
» *tuberculata*	21 (8)	57	78 (8)
	32 (8)	196	228 (8)

Mollusca (siehe Tab. S. 258).

Bei qualitativer Durchsicht der Mollusken der Schichtenreihe bis zu einer Tiefe von 1,1 m unter der Bodenoberfläche, d. h. des Teiles der Ablagerung mit Schalen von *Lutraria elliptica*, wurden etwa 30 weitere Molluskenarten beobachtet. Diese Arten werden in der folgenden Übersicht aufgeführt; Gruppe A = *Cyprina*-Horizont, B = *Lutraria*-Horizont,

	A	B	C	D		A	B	C	D
Nucula tenuis	.	+	.	.	*Psammobia ferroënsis*	+	( )	+	+
Modiola modiolus	+	.	.	.	» *vespertina*	+	.	.	.
Mytilus edulis	+	+	+	+	*Solenocurtus antiquatus*	( )	+	.	.
Pecten maximus	.	.	.	+	*Alba alba*	+	+	+	+
» *opercularis*	.	( )	+	+	*Tellina fabula*	+	.	.	.
» *varius*	.	.	.	( )	» *tenuis*	+	.	+	+
Hinnites pusio	.	.	+	.	*Ensis ensis*	.	.	+	+
Anomia aculeata	.	+	.	.	*Saxicava arctica*	.	( )	+	.
» *striata*	.	.	.	+	*Lutraria elliptica*	+	( )	+	( )
Ostrea edulis	+	(			*Mya truncata*	+	+	+	)
Astarte banksi	.	.	.	+	*Aloidis gibba*	+	+	+	( )
Isocardia cor	.	+	.	.	*Thracia papyracea*	+		(	+
Cyprina islandica	+	( )	+	( )	» *convexa*	( )	( )	+	+
Thyasira flexuosa	( )	( )	( )	( )	*Cuspidaria cuspidata*	.	.	+	.
Lucina borealis	( )	( )	( )	( )	*Littorina littorea*	+	+	+	+
Montacuta ferruginosa	( )	.	.	.	*Turritella communis*	+	+	+	+
Cardium echinatum	( )	( )	+	( )	*Scalaria communis*	+	+	+	.
» *edule*	.	+	+	.	*Aporrhais pes pelecani*	.	+	+	.
Dosinia lincta	( )	( )	+	.	*Lunatia nitida*	+	+	+	+
Venus gallina	( )	( )	( )	+	*Buccinum undatum*	.	.	+	.
» *ovata*	+	+	.	+	*Nassa incrassata*	+	.	.	.
Lucinopsis undata	( )	( )	( )	( )	» *reticulata*	+	+	+	+
Spisula solida	.	.	+	.	*Philine aperta*	.	+	.	.
subtruncata	.	+	+	+					

Mollusca.

	< 2		½–2		Sa.	
Nucula nucleus	.	.	F	.	.	.
» sp.	.	.	F	.	.	.
Mytilus edulis	2 S	0,5	36 S	1,1	38 S	1,6
Anomia squamula	F	.	.	.	.	.
Ostrea edulis	F	.	F	0,1	.	0,1
Cyamium minutum	.	.	2 S	.	2 S	.
Thyasira flexuosa	9 S	0,2	43 S	0,4	52 S	0,6
Lepton nitidum	.	.	3 S	.	3 S	.
Montacuta bidentata	1 S	.	47 S	0,1	48 S	0,1
Cardium edule	1 S	.	.	.	1 S	.
» *echinatum*	F	0,5	.	.	.	0,5
» *fasciatum*	.	.	7 S	.	7 S	.
Venus gallina	3 S	0,2	15 S	0,4	18 S	0,6
Spisula subtruncata	3 S	0,2	2 S	.	5 S	0,2
Psammobia ferroënsis	F	.	.	.	.	.
Solenocurtus antiquatus	F	.	.	.	.	.
Cultellus pellucidus	F	.	10 S	0,1	10 S	0,1
Abra alba	4 S	.	27 S	0,1	31 S	0,1
Saxicava arctica	.	.	F	.	.	.
Lutraria elliptica	1 S	.	.	.	1 S	.
Aloidis gibba	7 S	0,2	81 S	0,5	88 S	0,7
Thracia papyracea	F	0,4	3 S	.	3 S	0,4
Tonicella sp.	.	.	2 Pl	.	2 Pl	.
Acmaea virginea	1	.	3	.	4	.
Gibbula cineraria	.	.	6	.	6	.
Lepeta coeca	.	.	2	.	2	.
Lacuna divaricata	.	.	F	.	.	.
Littorina littorea	F	.	16	0,2	16	0,2
Onoba striata	.	.	5	.	5	.
Homalogyra atomus	.	.	3	.	3	.
Turritella communis	F	.	.	.	.	.
Bittium reticulatum	.	.	2	.	2	.
Lunatia nitida	.	.	3	.	3	.
Nassa reticulata	F	.	.	.	.	.
Mangelia costata	.	.	1	.	1	.
Retusa truncatula	.	.	1	.	1	.
Gesamtgewicht der Schalenmengen < 0,1 gr	.	0,1	.	.	.	0,1
Fragmente	.	0,1	.	0,2	.	0,3
	31 S 1	2,4	276 S 42	3,2	**307 S** **43**	5,6

C = *Venus gallina*-Horizont und D = *Ostrea*-Horizont (vgl. S. 255). In die Übersicht ist weiterhin das Auftreten einiger für die Ablagerung typischer Formen mitaufgenommen, die auch in den quantitativ analysierten Proben wahrgenommen wurden. Das Vorkommen von Lamellibranchiaten mit zusammenhängenden Schalen wird mit ( ) bezeichnet.

In Horizont A wurden deutlich glaziale Schalen von *Mya truncata* f. *uddevallensis* und *Saxicava arctica* beobachtet.

In den Teilen der Schichtenreihe, die den Abschnitt mit *Lutraria* unterlagern, wurden einige weitere Arten festgestellt. So fanden sich in Probe IX *Cardium nodosum, Rissoa interrupta* und *Hydrobia minuta*.

Die Schalen von *Lutraria elliptica* sind im Durchschnitt 12,4 cm gross, die grössten 13,7 und die kleinsten 9,6 cm. Es wurden 52 Individuen gemessen.

Echinodermata. Stacheln von regulären und irregulären Seeigeln; von den ersteren fanden sich 20 und von den letzteren 134 Stacheln. Sie stammen hauptsächlich von *Echinus* oder *Strongylocentrotus*, einige wenige dagegen von *Psammechinus miliaris*.

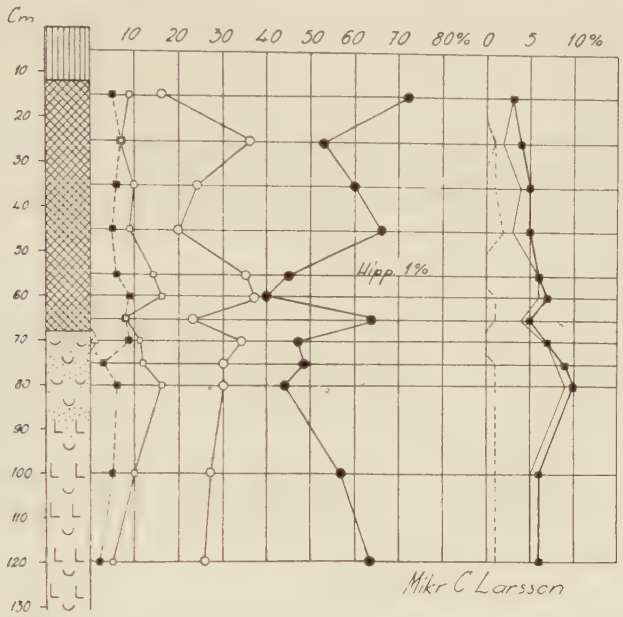


Fig. 107. Pollendiagramm. Zeichenerklärung S. 327.

Zum Alter. Da das Pollendiagramm keine völlig sichere Anhaltspunkte gibt, ist es schwierig, sich über das Alter der *Lutraria*-Fauna zu äussern. Nach C. Larsson, der die Pollenanalyse ausführte, dürfte die Gyttja-Schicht subboreal sein. Er erwägt, ob mit einer Lücke zwischen der Gyttja-Schicht und dem unterliegenden Sand zu rechnen ist, weshalb vermutet werden kann, dass die *Lutraria*-Fauna vielleicht etwas älter als die Subboreal-Zeit ist.

III. Übersicht der Vertretung von Tier- und Pflanzengruppen in den Schalenablagerungen.

Die Repräsentation von Tier- und Pflanzengruppen in den schalenführenden Ablagerungen wechselt sehr stark. Gewisse Gruppen, vor allem die Mollusken, sind in allen nacheiszeitlichen Perioden reichlich vertreten, andere (wie z. B. die Cnidarien) sind dagegen nur durch jeweils eine einzelne Art in vereinzelten Ablagerungen repräsentiert. Die folgende Übersicht muss daher sehr ungleichmässig ausfallen. Im ersteren Falle erhält man ein reich facettiertes Bild der Entwicklung einer Gruppe während des ganzen berührten Zeitabschnittes, im letzteren ergibt sich nur ein zufälliges Streiflicht.

Foraminifera.

Die subfossile Vertretung der Foraminiferen in schwedischen Ablagerungen ist unzureichend untersucht. Ausser MUNTHE haben nur wenige Forscher dieser Gruppe ein näheres Interesse gewidmet.[1] Er hat sich hauptsächlich mit der Foraminiferenfauna der Yoldia-Tone beschäftigt (im Mälartal [1896], auf der Insel Tjörn in Bohuslän [1896] und in der Ebene von Västergötland [1901]). Dabei hat er insgesamt 33 Arten unterschieden.

Die Foraminiferen der norwegischen und dänischen Quartärablagerungen sind Gegenstand des Interesses einer etwas grösseren Anzahl von Forschern gewesen. M. SARS (1865), CROSSKEY und ROBERTSON (1868) sowie KIÆR (1900) haben u. a. die ersteren, V. MADSEN (1895) die letzteren untersucht. MADSENS Arbeit ist die vollständigste Behandlung, die wir über die subfossilen Foraminiferen eines nordischen Landes besitzen. Von den ausser-nordischen schalenführenden Ablagerungen sind die englischen und schottischen schon frühe hinsichtlich ihrer Foraminiferen durchforscht worden; während der letzten Jahrzehnte haben die Bestandaufnahmen von u. a. HERON-ALLEN und EARLAND sowie W. A. MACFAYDEN eine wertvolle Ergänzung gebracht.

Die Taxonomie und Nomenklatur der Foraminiferen ist während der letzten Jahre in grossen Teilen durchgreifend revidiert worden (CUSHMAN u. a.). Es kann sich deshalb in mehreren Fällen als schwierig erweisen, gewisse, unter einem Sammelnamen erwähnte Formen der älteren Literatur zu identifizieren, vor allem wenn keine Abbildungen beigegeben sind.

[1] MADSEN hat (1895) die Foraminiferen einer Tonablagerung aus Schonen bestimmt; BROTZEN hat die Foraminiferenfauna spätglazialer halländischer Tone untersucht; seine Ergebnisse sind noch nicht publiziert.

Von den in den nordbohuslänischen Schalenablagerungen vertretenen Foraminiferenfamilien umfasst besonders *Nonionidae* mehrere taxonomisch gut getrennte Formen, die früher unter einem Sammelnamen aufgeführt wurden. In dieser Familie, die vor allem durch ihren Reichtum an Individuen eine hervorragende Stellung unter den subfossilen Foraminiferen Nord-Bohusläns einnimmt, befinden sich u. a. mehrere zur Gattung *Elphidium* gehörige Formen, die in der älteren Literatur über die Foraminiferen der Schalenablagerungen nicht unterschieden sind, sondern unter dem Sammelnamen *Polystomella striato-punctata* (Fichtel et Moll) Parker et Jones gehen. In einem solchen Fall ist eine nachherige Identifizierung der betr. Formen ohne eine erläuternde Zeichnung unmöglich. (Unter allen Umständen kann es sich bei Funden aus skandinavischen Ablagerungen nicht um die eben erwähnte *Polystomella*-Art handeln, da diese im Roten Meere und der Bucht von Aden endemisch ist [vgl. Cushman 1939, Pl. 14, Fig. 6 u. 7]; Macfayden gibt an, dass die falsche Anwendung dieses Namens bis auf das Jahr 1866 zurückgeht [1932, S. 441]). Ebenso oft kommt in der etwas älteren Literatur die Artbezeichnung *Nonionina scapha* (Fichtel et Moll) vor, womit in der Regel die in spätglazialen Ablagerungen oft in grossen Mengen deponierte Art *Nonion labradoricum* (Dawson) (Taf. III, Fig. 37) gemeint ist. (Das Verbreitungsgebiet von *Nonionina* oder *Nonion scapha* ist im Einzelnen nicht bekannt, aber es will scheinen, als ob die Art mediterran — niedrigboreal wäre; der Holotyp stammt nach Cushman [1939, S. 20] aus der Adria.) Ein offenbarer Fehler muss auch bei dem nicht selten in den Artenlisten subfossiler skandinavischer Foraminiferen vorkommenden Namen *Miliolina* ev. *Quinqueloculina agglutinans* vorliegen. Diese westindische, zuerst von d'Orbigny von Kuba und Jamaica beschriebene, typisch strandnahe Art kann kaum in der skandinavischen Fauna vorgekommen sein. In diesem Falle dürfte eine Verwechslung mit *Miliammina fusca* (Brady) (Taf. I, Fig. 4) vorliegen. Noch weitere Fehler und Verwechslungen der skandinavischen Literatur über subfossile Foraminiferen könnten angezogen werden. Die angeführten Beispiele mögen jedoch zeigen, dass eine nachherige Identifizierung in gewissen Fällen mit ziemlich grosser Sicherheit, in anderen dagegen überhaupt nicht möglich ist.

Die Foraminiferen der Schalenablagerungen könnten eine grosse Bedeutung vor allem für die Beurteilung der hydrothermischen Verhältnisse während ihrer Deposition besitzen, wenn ihre thermalen Anforderungen genau bekannt wären. Man kann jedoch kaum sagen, dass ihre regionale Verbreitung hinreichend untersucht ist, um besonders eingehende Schlüsse in dieser Hinsicht zu erlauben. Im übrigen verleiht ja die nomenklatorische Verwirrung den vorliegenden Angaben über die Verbreitung gewisser Arten einen Zug von Unsicherheit.

Eine Veröffentlichung über die Foraminiferenfauna der schwedischen Westküste ist seit 1894 (Goës) nicht erschienen. Trotz der Vortrefflichkeit dieser Arbeit kann es doch bei einigen subfossilen Arten aus den erwähnten Gründen schwierig sein zu entscheiden, ob sie auch heute noch unserer Fauna angehören. Die älteren Angaben über die rezente schwedische Foraminiferenfauna müssen daneben bei weiteren Bestandaufnahmen aufs neue geprüft werden, nicht zum wenigsten daher, weil eine Redeponierung subfossiler Foraminiferen unzweifelhaft stattfindet (vgl. Anm. 2, S. 150).

Die folgende Übersicht der subfossilen Repräsentation der Foraminiferen in Nord-Bohuslän kann demnach nicht in allzu grossem Umfange zu Schlüssen über die nacheiszeitliche Hydrothermalentwicklung dieses Gebietes herangezogen werden. Die Aufteilung der beobachteten Arten in tiergeographische Gruppen, die der graphischen Darstellung in Fig. 108 über die Einwanderungsintensität der Foraminiferen (nach den gemachten Funden) zu Grunde liegt, kann mit Rücksicht auf das eben über die regionale Verbreitung der rezenten Foraminiferen gesagte keinen Anspruch auf Vollständigkeit machen; doch dürfte der Versuch zur Beleuchtung der Hydrothermalentwicklung Nord-Bohusläns in gewissem Grad beitragen können. — Die Angaben über die Verbreitung stammen ausser aus den in der Anm. angeführten Arbeiten hauptsächlich aus den folgenden:

CHAPMAN und PARR 1937, CUSHMAN 1920, CUSHMAN und VALENTINE 1930, HERON-ALLEN und EARLAND 1922 sowie SCHOTT 1935.

In Ablagerungen der Periode von dem Rückzug des Eises bis etwa 9000 v. Chr. wurden folgende Arten wahrgenommen:[1]

Haplophragmoides canariensis (d'ORBIGNY) 1839
Miliammina fusca (BRADY) 1870
Quinqueloculina seminulum (LINNÉ) 1758
Triloculina tricarinata d'ORBIGNY 1826
Pyrgo cf. *elongata* (d'ORBIGNY) 1826
Cornuspiroides foliaceum (PHILIPPI) 1884
Dentalina sp. (»communis« d'ORBIGNY 1840)
Robulus thalmanni n. sp.
Lagena gracilis WILLIAMSON 1848
» *sulcata* (WALKER et JACOB) 1798
» *vikensis* n. sp.
» *striata* (d'ORBIGNY) 1839 cf. *substriata* (WILLIAMSON) 1858
» *semilineata* WRIGHT 1885
» *laevis* (MONTAGU) 1803
» *apiculata* (REUSS) 1851
» *hexagona* (WILLIAMSON) 1848
» *tricarinata* REUSS 1870
» *squamosa* (MONTAGU) 1803
» *elongata* (EHRENBERG) 1854
» » var. *distoma* PARKER et JONES 1864
» *marginata* (WALKER et BOYS) 1784
Globulina gibba d'ORBIGNY 1826
Polymorphina (*acuta*) ROEMER 1838
» cf. *compressa* d'ORBIGNY 1846
Nonion labradoricum (DAWSON) 1860
Elphidium asklundi BROTZEN[2]
» *hallandense* BROTZEN[2]
» *depressulum* (WALKER et JACOB) 1798
» *orbiculare* (BRADY) 1881
» *excavatum* (TERQUEM) 1875
» *incertum* (WILLIAMSON) 1858
» » » »
var. *clavatum* CUSHMAN 1930
Elphidiella arctica (PARKER et JONES) 1864
Bolivina cf. *punctata* d'ORBIGNY 1839
» *seminuda* CUSHMAN 1911
Bulimina ellipsoides COSTA 1854
Virgulina schreibersiana CZJZEK 1848
» *davisi* CHAPMAN und PARR 1937
? *Sphaeroidina bulloides* d'ORBIGNY 1826
Patellina corrugata WILLIAMSON 1858
Cassidulina crassa d'ORBIGNY 1839
» *laevigata* d'ORBIGNY 1826
Cibicides lobatula (WALKER et JACOB) 1798

[1] Bei der Bestimmungsarbeit wurden in erster Reihe folgende Werke benutzt: BRADY 1884, CUSHMAN 1929, 1933 sowie 1939, GOËS 1894, HERON-ALLEN und EARLAND 1916, MATTHES 1939, d'ORBIGNY 1846, SCHLUMBERGER 1891, THALMANN 1932 und WILLIAMSON 1858.

[2] Vgl. S. 267.

Von diesen Formen, von denen die Mehrzahl in *Portlandia arctica*-Ton vorkommt, sind nur verhältnismässig wenige an arktische Meere gebunden. Als Beispiele hierfür seien *Nonion labradoricum* (Taf. III, Fig. 37) (vgl. CUSHMAN 1939, S. 23) und *Elphidium orbiculare* (vgl. CUSHMAN 1939, S. 24) genannt. Die Hauptmasse besteht aus arktisch-borealen Arten, von denen einige ihre maximale Frequenz im arktischen Gebiet zu haben scheinen, z. B. *Haplophragmoides canariensis* (Taf. I, Fig. 1) (vgl. CUSHMAN 1920, S. 6), andere dagegen in der borealen Zone, z. B. *Elphidium incertum* (vgl. CUSHMAN 1939, S. 57). Es fällt indessen auf, dass in dieser frühen Periode ein paar Foraminiferen vorkommen, die den borealen und lusitanischen Zonen anzugehören scheinen. Es sind die schon im *Portlandia arctica*-Ton vorkommenden Formen *Lagena hexagona* (Taf. I, Fig. 34) und *L. striata* cf. *substriata*.[1] Erstere ist u. a. gewöhnlich an den Küsten Englands und Irlands (HERON-ALLEN und EARLAND 1916, S. 76); vgl. im übrigen GOËS S. 80, CUSHMAN 1913, S. 17, CHAPMAN und PARR 1937, S. 71 sowie HERON-ALLEN und EARLAND 1922, S. 151. (Es lässt sich doch denken, dass *L. hexagona* auch in arktischen Meeren auftritt; sie kann fälschlich als *L. squamosa* [Taf. II, Fig. 32 und 33] aufgeführt sein.)

Schalenablagerungen der Periode etwa 9000–6000 v. Chr. enthalten nur eine geringe Zahl neu hinzutretender Arten. In Ablagerungen von dem Abschnitt etwa 9000–8000 v. Chr. sind die folgenden beobachtet:

Tolypammina cf. *vagans* (BRADY) 1879
? Jaculella sp.
Lagena sulcata (WALKER et JACOB) 1798 var. *semistriata* WILLIAMSON 1848
Lagena globosa (MONTAGU) 1803 » » » » var. *tenuissimestriata* SCHUBERT 1911
Lagena globosa (MONTAGU) 1803 var. *caudigera* WIESNER 1931
Pyrulina fusiformis (ROEMER) 1838
Sigmomorphina cf. *subulata* CHAPMAN und PARR 1937
Sigmomorphina sp.
Nonion germanicum (EHRENBERG) 1839
Discorbis sp.

Mehrere von diesen Arten sind Eismeerformen (antarktisch), nur *Nonion germanicum* (Taf. III, Fig. 39) dürfte als boreal-lusitanisch zu betrachten sein (vgl. CUSHMAN 1939, S. 22).

In der Zeit von etwa 8000 bis 7000 v. Chr. treten folgende Arten hinzu (sämtliche von der Lokalität Nr. 149 Liane S. 175, die dem allerältesten Teile dieser Periode entstammen dürfte; vgl. S. 177 f.):

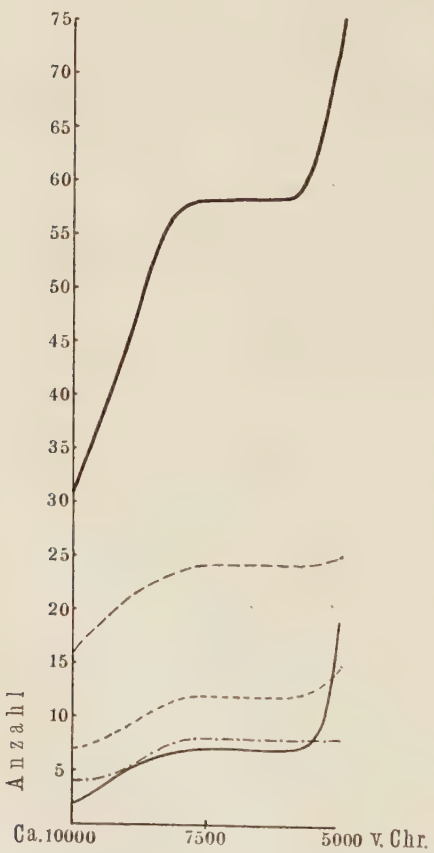
Triloculina subrotunda (WALKER et BOYS) 1784
Lagena elegantissima (BORNEMANN) 1855
Nonionella turgida (WILLIAMSON) 1858

Zwischen 7000 und 6000 v. Chr. treten keine neuen Arten auf. Während des folgenden Jahrtausends geschah jedoch eine ziemlich starke Einwanderung:

[1] Die Übereinstimmung mit WILLIAMSONS Abbildung des Holotyps (1858, Pl. I, Fig. 14) ist im grossen und ganzen gut. Die vorliegende Form (Taf. II, Fig. 20) trägt doch eine linksgerichtete Spiralstriierung auf dem Hals (die Abbildung CUSHMANS 1913 [Pl. 8, Fig. 3] zeigt eine solche nach rechts gerichtete; solche Variationen sind vielleicht individuell). *L. striata* var. *substriata* kommt in England reichlich vor (WILLIAMSON 1858, S. 7).

Faculella cf. *acuta* Brady 1879
Textularia gramen d'Orbigny 1846
Quinqueloculina bicornis (Walker et Jacob) 1728
Quinqueloculina intricata Terquem 1878
» *ferussacii* d'Orbigny 1826
Spiroloculina planulata (Lamarck) 1804
Triloculina trigonula » »
Pyrgo comata (Brady) 1881
Guttulina problema d'Orbigny 1826
Nonion pompilioides (Fichtel et Moll) 1798
Elphidium macellum (Fichtel et Moll) 1798 var. *granulosum* (Sidebottom) 1909
Elphidium macellum (Fichtel et Moll) var. *aculeatum* (Silvestri) 1900
Rotalia beccarii (Linné) 1758
Acervulina inhaerens Schultze 1854
Planorbulina mediterranensis d'Orbigny 1826
Cibicides pseudoungeriana Cushman 1931
» *akneriana* (d'Orbigny) 1846

Die Hauptmasse dieser Formen ist boreal-lusitanisch. Mehrere der Arten scheinen ihr Frequenzmaximum im Mittelmeer sowie in den tropischen und subtropischen Teilen der Ozeane zu haben. Die hier vorkommenden *Quinqueloculina*-Arten (sämtlich striiert; Taf. I, Fig. 9—11) scheinen solche überwiegend südliche Formen zu sein. (Nach Kiær 1900, S. 28 findet sich die bekannteste von ihnen, *Q. bicornis*, nicht bei Norwegen; die beiden anderen hier genannten sind oft fälschlich zu dieser Art gezogen worden.) Auch die Varietäten von *Elphidium macellum* (Taf. III, Fig. 40) sind typische Mittelmeerformen.



In Schalenablagerungen aus der Zeit nach 5000 v. Chr. sind keine neu hinzutretenden Arten beobachtet worden.

Wir erhalten also folgendes Bild der nacheiszeitlichen Entwicklung der Foraminiferenfauna Nord-Bohusläns: Schon während des arktischen Abschnittes war sie ansehnlich und beschränkte sich keineswegs auf Formen ausschliesslich arktischer Meere. Die Familie *Nonionidae* dominiert der Individuenzahl nach in dieser Periode; *Nonion labradoricum* sowie die *Elphidium*-Arten bilden die Hauptmasse der Foraminiferenschalen der Ablagerungen dieser Zeit. Die Zuwanderung neuer Arten scheint während

Fig. 108. Einwanderungsintensität der Foraminiferen.
Gestrichelte Linie (längere Striche) = arktisch-boreale Formen
» » (kürzere ») = » -boreal-lusitanische Formen
Gestrichelt-punktierte Linie = arktische Formen
Ganze, dünnere » = boreal-lusitanische Formen
» , dickere » = Gesamtkurve.

des folgenden Jahrtausends ziemlich gering gewesen zu sein und verebbte bald nach etwa 8000 v. Chr. völlig. Erst ein paar Jahrtausende später nimmt die Einwanderung wieder zu, und zwar zum nicht geringen Teil von besonders wärmeheischenden Formen, welche die bis dahin offenbar zähe weiterlebenden Arten der Glazialperiode ersetzten.[1] Diese Einwanderung fand vor der Kulmination der postglazialen Wärmeperiode statt. Dabei treten besonders *Rotalia beccarii* (Taf. IV, Fig. 51), aber auch *Nonion pompilioides* (Taf. III, Fig. 38) als Leitformen nicht nur der subfossilen, sondern auch der rezenten nordbohuslänischen Foraminiferenfauna auf.

Unter den oben erwähnten Arten fanden sich mehrere Abweichungen von den Abbildungen der entsprechenden Holotypen. Klarheit über die Formgrenzen dieser Arten könnte nur durch eingehende generell-statistische Analysen gewonnen werden. Da aber die vorliegende Abhandlung ganz andere als taxonomische Ziele verfolgt, so wurden für sie keine solchen umfassenden Spezialuntersuchungen ausgeführt. Ich verwende daher in einigen Fällen gewisse Artenbezeichnungen, die eigentlich Sammelnamen sind. Mehrere früher als gut abgegrenzt betrachtete Formen sind nämlich, wie schon erwähnt, ohne Zweifel nomenklatorisch und generell komplex, und solange diese Fragen nicht restlos bereinigt sind, habe ich mich mit den üblichen, undifferenzierteren Benennungen der betreffenden Formen begnügen müssen. Zwar gibt es moderne taxonomische Untersuchungen auch dieser kritischen Gattungen und Arten, aber sie sind nicht immer für unsere Zwecke anwendbar. Die Monographie CUSHMANS und OZAWAS über die Polymorphiniden (1930) ist z. B. für das vorliegende Material nicht brauchbar; MATTHES' Arbeit über die Lageniden (1939), die hauptsächlich tertiäre Arten behandelt, ist auch nicht in allen Fällen verwendbar. Die in den Artenlisten erwähnte *Dentalina* sp. (»*communis*«) (Taf. II, Fig. 17) gehört ferner einer Formengruppe an, deren Taxonomie bei weitem nicht klargestellt ist.

Es liess sich jedoch nicht vermeiden, ein paar charakteristische Formen als Arten aufzustellen, nämlich *Robulus thalmanni* und *Lagena vikensis*.

Robulus thalmanni n. sp.

Taf. II Fig. 16 a und b.

Diagnose. Schale leicht gesäumt, Zentralscheibe ausgeprägt. Nähte durchscheinend und stark gebogen. Kammern langsam an Grösse zunehmend. Mündungsfläche glatt. Letzter Umgang etwa ein Drittel einschneidend.

[1] Die in mehreren Ablagerungen dieser Zeit beobachtete, zuweilen recht hohe Frequenz von Eismeerforaminiferen dürfte zum nicht geringen Teil auf Redepositionen, deren Umfang sich schwer bestimmen lässt, zurückzuführen sein (vgl. Anm. 2, S. 150).

Bemerkung. Diese Art wurde früher nebst gewissen zu der gleichen Formengruppe gehörenden Schalen als *Cristellaria rotulata* (LAMARCK) 1804 bezeichnet. Dieser Name kommt jedoch einer abweichenden fossilen Form zu. THALMANN hat 1934 betont, dass die von BRADY 1884 *Cristellaria rotulata* benannte Form, die mit der von mir abgebildeten übereinstimmt, diesen Namen zu Unrecht trägt, hat ihr aber keinen neuen Artnamen zuerteilt und auch keine Diagnose gegeben.

Vorkommen. Beobachtet in schalenführenden Sedimenten verschiedenen Alters in Nord-Bohuslän (*Portlandia arctica*-Ton – rezente Meeresböden).

Holotyp. BRADY 1884, Pl. LXIX, Fig. 13 a und b.

Lagena vikensis n. sp.

Taf. II Fig. 31 a und b.

Diagnose. Schale subglobular mit Ektosipho. Von anderen Stachel-Lagenen wie *L. hispida* REUSS und *L. aspera* REUSS durch Anordnung der Stacheln in etwa 10–15 deutlichen, erhabenen Reihen getrennt. Zwischen den Reihen einzelne Stacheln. — Masse des Holotyps: Breite: 0,43 mm, Höhe: 0,65 mm.

Bemerkung. Die Art trägt ihren Namen nach Viken, dem Gebiet um den Oslofjord herum, einschliesslich Nord-Bohusläns.

Vorkommen. Nur subfossil in glazigenem Ton Nord-Bohusläns beobachtet.

Holotyp. Aus der Lokalität Nr. 88 Klätta I; im Paläontologischen Museum in Uppsala.

Aus einem nicht veröffentlichten Bericht über gewisse Beobachtungen zum Vorkommen und zur Schalenmorphologie einiger Foraminiferen seien hier einige Auszüge mitgeteilt.

Tolypammina cf. *vagans* (Taf. I, Fig. 3) bedeckt in gewissen grobschaligen Schichten Schalen und Kiesel reichlich mit ihren Röhren.

Quinqueloculina ferussacii (Taf. I, Fig. 11) ist durch langen Hals mit rundem Foramen gekennzeichnet; der Zahn ist distal verdickt. Die Schale ist sowohl mit Costae als mit Striae versehen. Früher wurde betont (z. B. HERON-ALLEN und EARLAND 1916, S. 214), dass die Übereinstimmung rezenter Exemplare und des von d'ORBIGNY aus dem Pariser Becken beschriebenen Typexemplars unbefriedigend sei: der Hals der rezenten Formen erreiche nicht die gleiche Länge wie bei den fossilen und die Costae seien weniger ausgeprägt. Vorliegende Exemplare ähneln aber in diesen Hinsichten dem Typexemplar recht stark. Diese Art, wie auch *Q. intricata* (Taf. I, Fig. 9), ist oft unter dem Namen von *Q. bicornis* (Taf. I, Fig. 10) beschrieben worden. Das schlitzförmige Foramen der letzteren sowie der schmale Zahn und der sehr kurze Hals unterscheiden sich aber ausgeprägt von den entsprechenden Teilen der übrigen erwähnten, einander ähnlicheren Arten.

Die Exemplare der Gattung *Pyrgo* (Taf. II, Fig. 15) stimmen nicht völlig mit den mir zugänglichen Abbildungen von Arten dieser Gattung überein. Die grösste Ähnlichkeit besteht doch mit *Pyrgo elongata* (d'ORBIGNY); vorliegende Exemplare weichen doch darin von letzterer ab, dass sie stärker eirund sind und einen sehr breiten Zahn haben.

Lagena[1] *elegantissima* (fälschlich *L. acuticosta* Reuss genannt[2]) zeigt eine wechselnde Zahl gut gekielter Rippen (letztere sind oft viel kräftiger als bei dem auf Taf. II, Fig. 29 abgebildeten Ex.). *L. elegantissima* unterscheidet sich von *L. sulcata* (Taf. II, Fig. 30), mit der sie oft verwechselt worden ist, durch ein abgetrenntes, glattes Oralfeld; Foramen am Ende eines über das Oralfeld aufragenden Röhrchens.

L. squamosa (Taf. II, Fig. 32 und 33) zeigt kräftige, gekrümmte Querbogen zwischen ausgeprägten, längs verlaufenden Costae; keine Neigung zu geraden Brücken zwischen den Costae wie bei *L. catenulata* Reuss.

L. globosa (Taf. II, Fig. 25 und 26) zeigt starke Variation. Die taxonomische Einheit dieses Formenkreises ist zweifelhaft; es ist auch ungewiss, ob diese globulären Formen wirklich Lagenae und nicht Proloculae anderer der Familie Lagenidae angehörender Gattungen sind (vgl. Cushman 1932, S. 20). Eine mit kegelförmiger, erhabener Oralpartie und aboralem Stachel versehene Form wurde zu der Varietät *caudigera* Wiesner (1931) geführt, während eine Form mit einer bei stark schräger Beleuchtung sichtbaren feinen Längsstriierung unter var. *tenuissimestriata* Schubert eingereiht wurde.

Die Form von *L. lævis* (Taf. II, Fig. 18 und 19) ist sehr variabel.

L. striata var. *substriata* (Taf. II, Fig. 20) vgl. Anm. S. 263.

L. gracilis (Taf. II, Fig. 22) trägt ausser längs der ganzen Schale verlaufenden Striae auch eine Rosette aus Striae an dem stärker anschwellenden Ende.

Virgulina davisi (Taf. IV, Fig. 48) ist durch kräftigere Suturen als *V. schreibersiana* und durch eine aufgeblasenere Form ausgezeichnet. Sie ist ausserdem mit einem aboralen Stachel versehen. Chapman und Parr haben deshalb diese Art 1937 von *V. schreibersiana*, zu der solche Formen früher gerechnet wurden, getrennt.

Dass eine grössere Zahl der hier vertretenen Formen nur vom S. Eismeer bekannt ist, dürfte in erster Reihe darauf zurückzuführen sein, dass die dortige Foraminiferenfauna besser untersucht ist als die des N. Eismeeres.

F. Brotzen: Appendix.

Seit längerem hatte ich eine Foraminiferenfauna aus spätglazialen Tonen aus Halland bearbeitet, ohne mein Manuskript endgültig druckfertig zu machen. Herrn Hessland standen bei seiner Bearbeitung sowohl Manuskript als auch Originale zur Verfügung und so komme ich seiner Bitte, hier zwei Diagnosen zu veröffentlichen, sehr gerne nach. Es handelt sich um *Elphidium* (*Elphidiella*) *asklundi* n. sp. und *Elphidium* (*Elphidiella*) *hallandense* n. sp., die in quartären Sedimenten Schwedens und wahrscheinlich auch Dänemarks eine gewisse Rolle spielen.

Elphidium (*Elphidiella*) *asklundi* n. sp.

Textfig. 109; 1 a und b.

Diagnose. Schale schmal mit gerundetem oder leicht zugespitztem Rand. Umriss glatt, zwischen den letzten Kammern etwas eingeschnitten. Kammern wenige, im letzten Umgang 10–12. Nähte im Beginn nicht ver-

[1] Nomenklatur der Lagenen nach Matthes (1939).

[2] Die von Reuss 1861 als *L. acuticosta* beschriebene Form ist nach Hofker (1930) eine *Globulina*.

tieft, später kräftig vertiefte schmale Felder, die tuberkuliert sind. Mittelteil vertieft und fein tuberkuliert. Porenreihen im Beginn einfach und Poren oft langgestreckt. Später oft Doppelreihen, selten über den Rücken verlaufend. »Retral processes« selten vorhanden.

Bemerkungen. Die unvollständige Ausbildung der Doppelporenreihen lässt es zweifelhaft erscheinen, ob die Art noch zu der Gattung *Elphidiella* gestellt werden muss. Sie steht zwar der *Elphidiella arctica* (P. & J.) am nächsten, unterscheidet sich aber durch die unvollständigen Doppelporenreihen. Diese Art wird oft in älterer Literatur als *Polystomella striato-punctata* bezeichnet.

Holotyp: Mergelgrube bei Sven Torsgården, Kirchspiel Träslöv, Halland. Sammlung Dr. ASKLUND, Stockholm.

Elphidium (*Elphidiella*) *hallandense* n. sp.

Textfig. 109; 2 (a, b und c).

Diagnose. Gedrungene Schale mit gerundetem oder leicht zugeschärftem Rande. Wenige Kammern (7–8), die durch breite, vertiefte Nähte getrennt sind. In der Mitte eine breite tuberkulierte Area, von der die Nahtfelder ausgehen. Die Nahtfelder sind ebenfalls tuberkuliert. Porenreihen einfach oder doppelt ebenso wie die Nahtfelder über den Rücken verlaufend. Die Verteilung der einfachen und doppelten Porenreihen unregelmässig.

Bemerkungen. Die Art zeichnet sich durch die tiefen und breiten Nahtfelder aus und steht der vorhergehenden Art sehr nahe. Daher steht sie auch der *Elphidiella arctica* nahe, von der sie durch die unvollständige

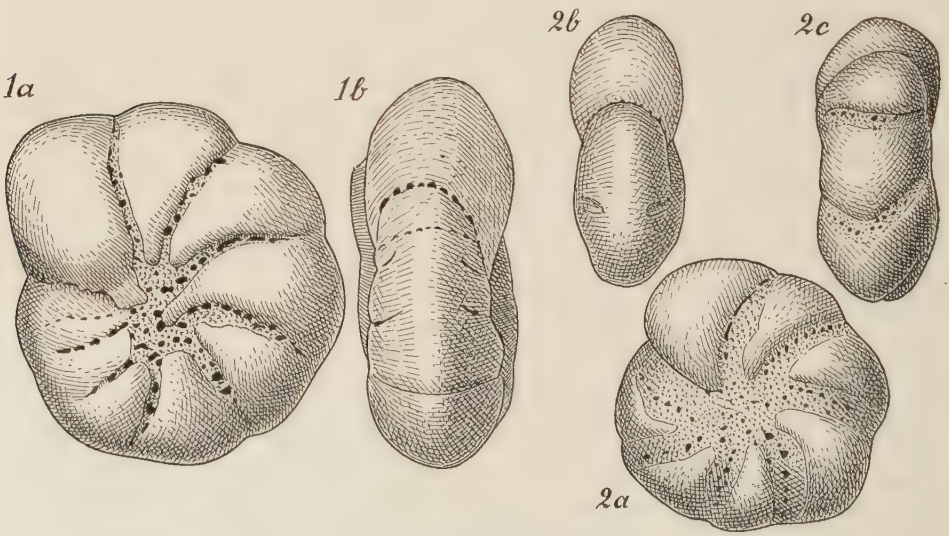


Fig. 109. *Elphidium* (*Elphidiella*) *asklundi* n. sp. (1; *a* und *b*) aus halländischem *Portlandia arctica*-Ton und *Elphidium hallandense* n. sp. (2; *a*, *b* und *c*) aus dem gleichen Ton. Vergr. 50 ×.

Doppelporenreihe als auch durch die breiten und vertieften Nähte hinreichend geschieden ist.

Holotyp. Mergelgrube bei Sven Torsgården, Kirchspiel Träslöv, Halland. Sammlung Dr. ASKLUND, Stockholm.

Spongia.

Nur wenige Arten sind als subfossil in Fennoskandien beobachtet.[1] Im vorliegenden Material wurden vier Arten mit ausgedehnter, jetziger Verbreitung[2] wahrgenommen, nämlich:

Halichondria panicea (PALLAS). Die ältesten beobachteten Funde von etwa 9000 v. Chr. (z. B. Lok. Nr. 90 Kläppen und Nr. 114 Nockerevattnet, auch in postglazialen Schichten wahrgenommen, z. B. Lok. Nr. 127 Skogstorp). Die Art ist jetzt beinahe kosmopolitisch.

Amphilectus fucorum (ESPER). An einem Fundort des ältesten Abschnittes der Finiglazialzeit (Nr. 149 Liane) ziemlich reichlich vorhanden. Jetzige Verbreitung: u. a. N. Eismeer—Atlantik.

Haliclona limbata (MONTAGU). Aus dem Horizonte B der Ablagerung Nr. 6 Lunneviken. Das Alter ist auf etwa 6500 v. Chr. anzusetzen. Die jetzige Verbreitung ist infolge von Unsicherheit der Synonymen dieser Art nicht befriedigend bekannt; sie soll aber im Gebiete N. Eismeer—Atlantik vorkommen. *Haliclona limbata* ist als subfossil besonders interessant, weil ihr Gerüst aus leicht zerstörbarer Hornsubstanz besteht.

Cliona celata GRANT. Von dieser Spongie angebohrte Schalen kommen am frühesten im Zeitabschnitt etwa 8000—7000 v. Chr. vor (Lok. Nr. 12 Askemyren und Nr. 15 Släpardalen I).

Cnidaria.

In der Ablagerung Nr. 90 Kläppen, Probe VIII (etwa 9000 v. Chr.), wurden Fragmente von Hydroidenkolonien wahrgenommen. Überreste solcher fragiler Organismen sind besondere Seltenheiten in subfossilen Anhäufungen.

Sämtliche Fragmente scheinen zur Familie *Sertulariidae* zu zählen. Infolge ihres schlechten Erhaltungszustandes — so fehlt überhaupt der systematisch besonders bedeutungsvolle Deckelapparat der Hydrotheken — lassen sich nicht ihre Arten, kaum auch ihre Gattungen bestimmen. Eines von ihnen (Fig. 110: a) dürfte doch den alternierend angeordneten und zum grossen Teil im Thallus eingesenkten Hydrotheken nach zu urteilen eine *Thuiaria*-Art sein; da das oberste Viertel der Thecae

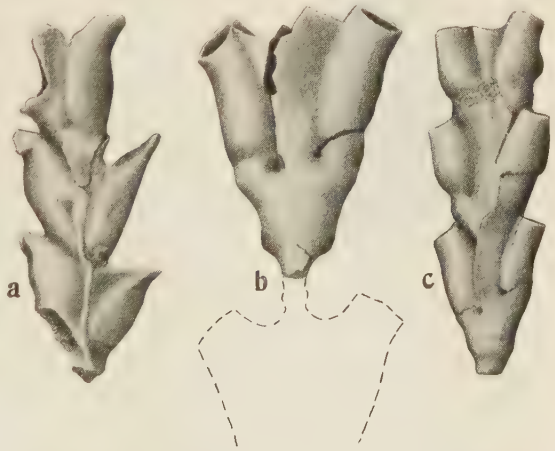


Fig. 110. Fragmente subfossiler Hydroiden. Nähere Erläuterung im Text. Vergr.: *a* und *c* = 25 ×, *b* = 60 ×.

[1] Ich mache darauf aufmerksam, dass ODHNER (1927, S. 83 f.) eine mächtige Anhäufung aus Spongien-Nadeln (bei Uddevalla) beschrieben hat.

[2] Jetzige Verbreitung nach ALANDER 1942.

frei ist und ausserdem die Thecae vertikale Mündungen haben, erinnert diese Form an *T. kolaënsis* JÄDERHOLM (vgl. JÄDERHOLM 1909, S. 25 sowie Taf. 8, Fig. 18). Diese Art ist als rezent nur von Kola bekannt (op. cit. S. 89).

Ein anderes Fragment (Fig. 110: b) mag nach der regelmässigen Gliederung der Äste in Internodien mit gegenständigen Theca-Paaren zu urteilen eine *Sertularia*-Art sein.

Die übrigen Fragmente (Fig. 110: c) sind untereinander gleich, stimmen aber ganz und gar nicht mit irgendeiner Abbildung in den Arbeiten JÄDERHOLMS (1909) oder THOMPSONS (1887) überein. Die in der ganzen Länge am Stamm angewachsenen, alternierenden Thecae, lassen doch vermuten dass diese Fragmente irgendeiner *Thuiaria-* oder *Diphasia*-Art angehören. Die aufwärts gerichteten Mündungen der Thecae dürften am ehesten ihre Zugehörigkeit zur letztgenannten Gattung andeuten; andererseits scheinen die Thecae dieser Gattung nicht so tief im Thallus eingesenkt zu sein.

Polychaeta.

Mit Ausnahme der *Spirorbis*-Arten und (unter besonderen Umständen) *Pomatoceros triqueter* sind Überreste von Polychäten nur vereinzelt in den Schalenablagerungen zu finden. Hier folgt ein Verzeichnis der beobachteten Arten:

?*Heteronereis grandifolia* (RATHKE).

An drei Lokalitäten (Nr. 90 Kläppen, Nr. 114 Nockerevattnet und Nr. 82 Ulvedalen; sämtliche älter als ca. 8500 v. Chr.) wurden Zähne von Polychäten gefunden (Fig. 111). Diese Zähne sind untereinander völlig gleich und dürften demnach derselben Art angehören. Ihre Gestalt stimmt gut mit der der Zähne von *Heteronereis grandifolia* überein (vgl. MALMGREN 1865, Taf. XI, Fig. 15). Diese Art kommt im N. Eismeer, aber ausserdem bei Norwegen (Bergen—Finnmark) vor.

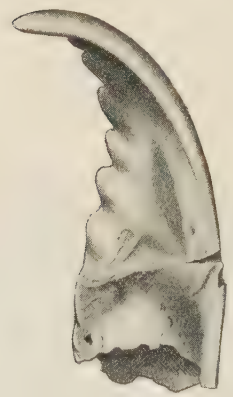


Fig. 111. Zahn eines Polychäten. Erläuterung im Text. Vergr. 18×.

Pectinaria cf. *auricoma* (MÜLLER).
?*Petta pusilla* MALMGREN.
Serpula vermicularis LINNÉ.

Die ältesten Funde dieser drei Arten, deren jetzige regionale Verbreitung nicht erschöpfend festgestellt ist, sind in Ablagerungen von rund 6000 v. Chr. gemacht worden (Nr. 88 Klätta I (jüngerer Ton), Nr. 7 Skärje und Nr. 11 Kolbomon).

Pomatoceros triqueter (LINNÉ).

Das früheste Auftreten dieser in den jetzigen Küstengewässern Bohusläns sehr häufigen Art scheint nach Funden an den Lokalitäten Nr. 68 Treje und Nr. 74 Lursäng I etwa 7000—6000 v. Chr. eingetroffen zu sein.

Spirorbis borealis DAUDIN
» *vitreus* (FABRICIUS)
» *granulatus* (LINNÉ)
Spirorbis spirillum (LINNÉ)
» *pagenstecheri* QUATREFAGES.

Diese sind arktisch-boreal-lusitanisch[1], doch mit Ausnahme von *S. pagenstecheri*, dessen Hauptverbreitungsgebiet heute das Mittelmeer und die atlantische

[1] Verbreitungsangaben nach BORG 1917.

Küste bis nach England umfasst; die Art soll aber nach Borg (1917, S. 28) auch im mittleren Bohuslän vorkommen. Ihr ältestes beobachtetes subfossiles Vorkommen stammt aus dem Zeitabschnitt kurz vor ungefähr 4000 v. Chr. (aus dem oberen Teil der Ablagerung Nr. 64 Kampetorp B). Von den übrigen genannten Arten tritt *S. borealis* schon in *Portlandia*-Ton auf, der Rest im ältesten Abschnitt der Finiglazialzeit (Lok. Nr. 149 Liane).

Cirripedia.

Fünf Balaniden-Arten — *B. balanus* (Linné), *B. balanoides* (Linné), *B. crenatus* Brugière und *B. hameri* (Ascanius) sowie *Verruca strömia* (O. Fr. Müller) sind im vorliegenden Material beobachtet worden.

Die drei erstgenannten Balaniden-Arten sind schon in den ältesten nichtglazialen Ablagerungen vertreten, ein »gekammerter« Balanide — wahrscheinlich *B. crenatus* — auch in *Portlandia arctica*-Ton (Lok. Nr. 88 Klätta I und Nr. 24 Hälle). Die jetzige Verbreitung dieser Arten erstreckt sich vom N. Eismeer bis wenigstens an die Kanalküste.

B. hameri hat besonders, nachdem Odhner (1927) seine Bedeutung als Indikator spezieller hydrologischer Verhältnisse aufgewiesen hat, das Interesse auf sich gelenkt. Das reichliche Vorhandensein von *B. hameri*-Schalen in marinen Sedimenten im Gebiete Dalen—Liane—Island (S. 177 f.) muss als eine Folge heftiger Reaktionsströmung im ersten Abschnitt der Finiglazialzeit zu deuten sein. Einzelne Schalen dieser Art in einigen Anhäufungen wie Nr. 68 Treje und Nr. 7 Skärje brauchen aber nicht auf solche spezielle hydrologische Umstände hinzudeuten (vgl. S. 225). Submarine Felsen im Bereich des frei fliessenden Ozeanwassers können von *B. hameri*-Kolonien besiedelt worden sein, ebenso wie *B. hameri*-Kolonien noch heute an einigen solchen Lokalitäten in Bohuslän leben (vor allem im Väderö-Fjord). — Die Art ist niedrigarktisch bis niedrigboreal (Stephensen 1933, S. 121).

Die sehr eurytherme und eurybathe *Verruca strömia* ist in allen Abschnitten der Nacheiszeit vertreten.

Ostracoda.

Subfossile Ostracoden sind sowohl in Fennoskandien als auch in England, Schottland und Kanada studiert worden. In Schweden hat sie eigentlich nur Munthe untersucht, und zwar in *Yoldia*-Ton aus Västergötland (1901 und 1902), sowie in baltischen *Litorina*-Ablagerungen (1894). Lundbohm erwähnt (1887, S. 36) zwei Muschelkrebsarten aus Glazialton Süd-Hallands; im übrigen scheint bisher über das Auftreten von subfossilen Ostracoden in den westschwedischen Küstenlandschaften nichts Näheres bekannt zu sein.

In *Portlandia arctica*-Ton sind 5 Arten beobachtet, nämlich:

Cyprideis sorbyana (Jones)
Cytheridea papillosa Bosquet
Hemicythere concinna (Jones)
Cythereis tuberculata G. O. Sars
Cytheropteron arcuatum Brady

Das Verbreitungsgebiet dieser Arten erstreckt sich vom N. Eismeer bis nach England (*Cythereis tuberculata* nach dem Mittelmeer). *Cytheropteron arcuatum* ist arktisch.[1]

[1] Verbreitungsangaben aus folgenden Arbeiten; Brady und Norman 1889, Elofson 1941 und G. O. Sars 1922–1926.

In Schalenablagerungen älter als etwa 9000 v. Chr., z. B. Nr. 90 Kläppen, sind ausserdem folgende Arten vorhanden (sämtliche arktisch-boreal):

Cytheridea punctillata Brady
Cythere lutea O. Fr. Müller
Hemicythere emarginata G. O. Sars
Cythereis dunelmensis (Norman)
» *leioderma* (Norman)
Cytheropteron pyramidale Brady

Spätesten 8500 v. Chr. muss noch eine Art eingewandert sein:
Cytherura clathrata G. O. Sars (arktisch-boreal). (Lok. Nr. 82 Ulvedalen).

Obige wenig umfangreiche Ostracodengesellschaft kommt mit kleiner Variation in spätglazialen Anhäufungen vor; erst in Schalenschichten

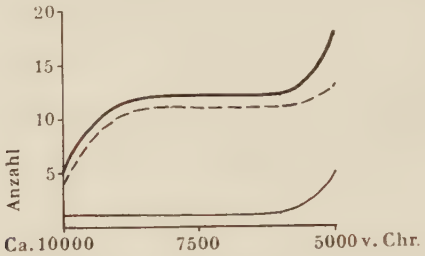


Fig. 112. Einwanderungsintensität der Ostracoden. Erläuterung der Kurven bei Fig. 108.

jünger als etwa 6000 v. Chr. erscheinen neue Ostracodenarten, nämlich:

Hemicythere villosa G. O. Sars
Leptocythere pellucida (Baird)
Loxoconcha tamarindus (Jones)
Loxoconcha impressa (Baird)
Xestoleberis depressa G. O. Sars
Paradoxostoma abbreviatum G. O. Sars

Ihr Verbreitungsgebiet ist boreal-lusitanisch; nur zwei Arten (*Hemicythere villosa* und *Xestoleberis depressa*) finden sich auch im N. Eismeer.

Crustacea decapoda.

Hauptsächlich Extremitätenfragmente wurden angetroffen. Sie konnten meistens nicht bestimmt werden.

Die ältesten Funde von Klauen von *Carcinus maenas* wurden in Anhäufungen aus etwa 6500—5500 v. Chr. gemacht (Lok. Nr. 7 Skärje und Nr. 6 Lunneviken).

Mollusca.

Die Repräsentation der subfossilen Mollusken in Fennoskandien ist Gegenstand sehr eingehender Untersuchungen nicht zum mindesten in Norwegen gewesen. Diese Tiergruppe hat vor anderen die Aufmerksamkeit auf sich gezogen, und die umfassenden Bestandaufnahmen haben auch eine lebhafte Vorstellung von dem grossen Artenreichtum gegeben, der die

Molluskenphase der Nekrozönosen auszeichnet. Doch lässt sich die faunistische Entwicklung der Gruppe während des Quartärs nur in ziemlich groben Zügen überblicken, vor allem da die faunistischen Ereignisse nicht genügend zuverlässig datiert werden konnten (vgl. den Abschnitt »Über die Bestimmung des Alters . . .» S. 142 f.).

Unsere Untersuchung gab uns folgendes Bild der faunistischen Entwicklung der Mollusken in Nord-Bohuslän nach der Eiszeit (vgl. Fig. 114 und untenstehende Tabelle).[1]

Einwanderungsintensität der Mollusken. Vgl. untenstehende Anm.

v. Chr. (etwa)	A		AB_h		AB		ABL		B_h		B		BL		B_nL		L		$A+AB_h+AB+B_h$		$BL+B_nL+L$	
	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%
10000	1	9	3	27	2	18	5	45	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	6	55	.	.
10000–9000	3	11	7	26	8	30	7	26	1	4	.	.	1	4	.	.	.	.	19	70	1	4
9000–8000	.	.	2	5	8	18	18	41	.	.	1	2	13	30	2	4	.	.	10	23	15	34
8000–7000	.	.	1	6	.	.	2	13	1	6	.	.	11	70	1	6	.	.	2	12	12	75
7000–6000	.	.	.	.	4	10	5	12	1	2	1	2	15	38	14	35	.	.	5	12	29	73
6000–5500	.	.	.	.	.	.	7	13	.	.	2	4	19	37	23	44	1	2	.	.	43	83
5500–4500	1	(11)	.	.	.	.	2	(22)	.	.	1	(11)	3	(33)	2	(22)	.	.	1	(11)	5	(56)
4500–3500	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1	(100)	.	.	.	.	1	(100)
3500–2500	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
2500–500	.	.	.	.	.	.	2	17	.	.	.	.	6	50	4	33	.	.	.	.	10	83

[1] Die Mollusken sind auf drei tiergeographische Provinzen verteilt worden: die arktische, boreale und lusitanische. Die arktische umfasst ausser einem hocharktischen Abschnitt (vgl. ANTEVS 1928, S. 483) auch das sog. subarktische Übergangsgebiet (vgl. EKMAN 1935, S. 145). Die Grenze zwischen dem arktischen und dem borealen Gebiet liegt an dem tiergeographisch so wichtigen Nordkap. In der borealen Zone wurden zwei Subzonen unterschieden: hochboreal und niedrigboreal; ihre Grenze ist der Trondheimsfjord (die hochboreale Subzone umfasst die hoch- und zwischenborealen Subzonen ANTEVS', vgl. l. c.). Bei dieser Verteilung bildet der Abschnitt der borealen Zone, der gewisse südliche Formen (mit der Nordgrenze beim norwegischen Vestlandet, aber mit der Maximalfrequenz in der lusitanischen Zone) einschliesst, ein von dem nördlicheren, teilweise durch andere Arten gekennzeichneten Teil der Borealzone getrenntes Gebiet. — Die Nordgrenze der lusitanischen Zone ist an die NO-Mündung des Kanals zu verlegen (vgl. EKMAN 1935, S. 144 und ANTEVS 1928, S. 484).

Im folgenden werden die hier angegebenen Bezeichnungen für die Verbreitung der Arten angewandt:

A = arktisch (A_h = hocharktisch, A_n = niedrigarktisch)
B = boreal (B_h = hochboreal, B_n = niedrigboreal)
L = lusitanisch.

Zusammenfügungen dieser Bezeichnungen geben die Verbreitung solcher Formen an, die in mehr als einer der genannten Zonen vorkommen.

Angaben über die regionale Verbreitung der Arten wurden in erster Reihe den folgenden Arbeiten entnommen:

ANTEVS 1928, FORBES und HANLEY 1853, JEFFREYS 1862–1869, JENSEN und SPÄRCK 1934, ODHNER 1912 und 1915 sowie G. O. SARS 1878.

Die Molluskenfauna der glazigenen Tone ist ziemlich arm an Arten (vgl. die Foraminiferen). Einige der für die übrigen spätglazialen Schichten und die rezenten hocharktischen Endofaunen (vgl. z. B. Spärck 1933 und Thorson 1934) typischen Gattungen und Arten (z. B. die Gattung *Astarte*) wurden in *Portlandia arctica*-Ton nicht beobachtet. Folgende Arten sind in *Portlandia arctica*-Ton wahrgenommen:[1]

Nucula delphinodonta Mighels et Adams
» *tenuis* (Montagu)
Portlandia arctica (Gray)
Arca glacialis Gray
Mytilus edulis Linné
Anomia squamula Linné
Macoma calcarea (Chemnitz)
Saxicava arctica (Linné)
Lepeta coeca (Müller)
Buccinum grönlandicum Chemnitz
Retusa pertenuis (Mighels)

Nur eine Art — *Portlandia arctica* — ist an das arktische Gebiet gebunden (ihr durch die bekannten Untersuchungen von Knipowitsch um die Jahrhundertwende im Weissen Meer entdecktes Vorkommen widerspricht nicht der Tatsache, dass das Hauptverbreitungsgebiet der Art hocharktisch ist; vgl. Ekman 1935, S. 191). Etwa die Hälfte der beobachteten Arten bewohnt auch die lusitanische Region.

Während der Periode von dem Rückzug des Eises bis etwa 9000 v. Chr. ist die Zahl der beobachteten Molluskenarten von 11 auf 38 gestiegen, und zwar handelt es sich um folgende:[2]

Leda minuta Müller
Pecten islandicus Müller
Astarte banksi Möller
» » » var. *warhami* Hancock
Astarte borealis (Chemnitz)
» *elliptica* (Brown)
Thyasira gouldii (Philippi)
Macoma torelli Jensen
Mya truncata Linné[3]

[1] Lok. Nr. 88 Klätta I.

[2] Beobachtungen an den Lokalitäten Nr. 90 Kläppen, Nr. 114 Nockerevattnet, Nr. 75 Elofserödbäcken, Nr. 104 Tungene, Nr. 99 Liveröd und Nr. 81 Amdal.

[3] *Mya truncata* und ihre Varietät *uddevallensis* haben unter den subfossilen Mollusken besondere Aufmerksamkeit auf sich gezogen. Forma *typica* ist dadurch gekennzeichnet, dass ihr Mantelsinus tief (der von f. *uddevallensis* seicht) ist und dass das Verhältnis zwischen Länge und Höhe gewöhnlich grösser als bei f. *uddevallensis* ist; ferner bildet die Rückkante der ersteren einen rechten oder spitzen Winkel mit der Ventralkante, dagegen einen stumpfen Winkel bei der letzteren. Das Verhältnis einerseits zwischen Länge und Höhe und andererseits zwischen den jeweiligen Diagonalen spiegelt die genannten Eigenschaften der Schalen in Zahlen wider. Bei der Messung (nach der eben angegebenen Methode) von etwa 400 Schalen spätglazialer Schichten (vor allem von der Lokalität Nr. 98 Kålstad, die, in Ton eingeschlossen, ausserordentlich gut erhaltene Reste eines *Mya*-Biotops enthält — das Periostracum ist völlig persistierend, die Siphonkutikula in einigen Fällen enthalten) konnte festgestellt werden, dass die Hauptart und f. *uddevallensis* durch eine sehr gleichmässige intermediäre Formenserie verbunden sind. Die als für junge Schichten typisch gehaltene, langgestreckte Form (mit Rück- und Ventralkante in spitzem Winkel) kommt gleichzeitig mit kurzen Schalen vor, deren Rückkante etwa winkelrecht bis stark stumpf gegen die Ventralkante stossen kann. — Beobachtungen über die Dicke der *Mya*-Schalen haben ferner gezeigt,

Mya truncata Linné f. *uddevallensis* Hancock
Tonicella marmorea (Fabricius)
» *rubra* (Lowe)
Puncturella noachina (Linné)
Margarites grönlandica (Chemnitz)
» *helicina* (Fabricius)
Cingula castanea (Möller)
Homalogyra atomus (Philippi)
Lacuna divaricata (Fabricius)
Littorina littorea (Linné)
Littorina littorea (Linné) var. *grönlandica* (Möller)
» *rudis* (Maton) var. *grönlandica* (Menke)
Lunatia grönlandica (Beck)
Trophon clathratus (Linné)
» *truncatus* (Ström)
Buccinum undatum Linné var. *fragilis* (Verkrüzen)
Bela conoidea G. O. Sars
» *cancellata* (Mighels)
Retusa sp.

Die prozentuelle Vertretung der auf tiergeographische Gruppen verteilten Arten (Tabelle S. 273) zeigt, dass die Frequenz der A- und AB_h-Gruppen ziemlich unverändert geblieben ist, während eine Verschiebung bei den AB-, B_h- und BL-Gruppen, die zugenommen haben, und bei der ABL-Gruppe, die sich verringert hat, stattfand. Unter den A-Formen finden wir die hocharktische *Macoma torelli*. Die beobachtete B_h-Art ist *Bela cancellata*, die BL-Art *Homalogyra atomus*. — Es sei bemerkt, dass *Littorina littorea* sehr reichlich und mit grossen Exemplaren an der Lokalität Nr. 114 Nockerevattnet vorkommt, deren Alter auf etwa 9000 v. Chr. berechnet ist (8 Ind./1 000 gr Analysenmasse).

Während der Periode von etwa 9000 bis etwa 8000 v. Chr. war die Einwanderungsgeschwindigkeit hoch. 44 neu hinzugekommene Arten wurden in diesem Abschnitt beobachtet, nämlich:[1]

Nucula nitida Sowerby
Portlandia lenticula (Möller)
Modiolaria nigra Gray
» *discors* (Linné)
Modiola modiolus (Linné)
Dacrydium vitreum (Möller)
Cyprina islandica (Linné)
Montacuta bidentata (Montagu)
Cardium echinatum Linné
» *edule* Linné
Lucina borealis (Linné)
Venus gallina Linné
Abra alba (Wood)
» *nitida* (Müller)
» *prismatica* (Montagu)
Macoma balthica (Linné)
Tellina fabula Gronovius
Zirphaea crispata (Linné)
Lepidopleurus asellus (Spengler)
Acmaea virginea (Müller)
» *rubella* (Fabricius)
Margarites olivacea (Brown)
» *cinerea* (Couthouy)
Solariella obscura (Couthouy)
Skenea planorbis (Fabricius)
Mölleria costulata (Möller)
Littorina rudis (Maton)
» *palliata* (Say)
» *obtusata* (Linné)
Hydrobia ulvae Pennant
Onoba striata (Montagu)
» *aculeus* Gould
Rissoa interrupta (Adams)
Alvania punctura (Montagu)
Aporrhais pes pelecani (Linné)
Lunatia nitida (Forbes et Hanley)

dass die als typisch südlich betrachtete dünne und langgestreckte Form (vgl. Brögger 1900, S. 527) zusammen mit dickschaligen Formen von sowohl f. *typica* als f. *uddevallensis* auch in sehr alten spätglazialen Ablagerungen (z. B. Nr. 18 Lövkas) auftreten kann.

[1] Beobachtungen an den Lokalitäten Nr. 65 Vammen, Nr. 82 Ulvedalen, Nr. 14 Vettemyr, Nr. 47 Bräcka, Nr. 49 Alemarken, Nr. 3 Mörk, Nr. 94 Gården, Nr. 80 Vassby und Nr. 79 Varebacka I.

Natica clausa Broderip et Sowerby
Velutina velutina (Müller)
Trophon clathratus (Linnè) var. *major* Lovén
Neptunea despecta (Linné)
Neptunea cf. *antiqua* (Linné)
Buccinum undatum Linné
Bela bicarinata (Couthouy)
» sp.
Diaphana hyalina (Turton)

Das Verschwinden der A- und der Rückgang der AB_h-Arten sowie die Zunahme der BL-Arten und das Auftreten von B_nL-Arten ist auffällig. Die BL-Arten sind: *Montacuta bidentata, Cardium echinatum, C. edule, Lucina borealis, Venus gallina, Abra alba, A. nitida, A. prismatica, Trachyderma cinerea, Lepidopleurus asellus, Alvania punctura* und *Aporrhais pes pelecani*; 5 von diesen Arten gehen nicht N über die Lofoten hinaus. Die beiden B_nL-Arten sind *Nucula nitida* und *Tellina fabula*. (*Trophon clathratus* var. *major* ist die beobachtete rein boreale Form.)

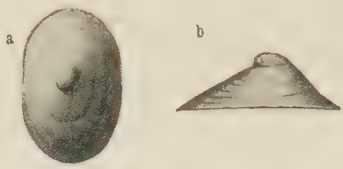


Fig. 113. *Acmaea virginea* mit Embryonalschale. Vgl. untenstehende Anm. 2. Vergr. 20 ×.

Auf diese Periode lebhafter Einwanderung folgt eine solche mit nur geringem Zustrom zur Molluskenfauna (etwa 8000–7000 v. Chr.) Aus dieser Zeit sind nur folgende 16 Arten als neu hinzugekommen beobachtet:[1]

Pecten testae Bivona
Anomia striata Brocchi
Thyasira flexuosa (Montagu)
Montacuta ferruginosa (Montagu)
Cardium exiguum Gmelin
Tellina tenuis da Costa
Thracia villosiuscula Macgillivray
Callochiton laevis (Pennant)
? *Propilidium ancyloide* Forbes[2]
Gibbula cineraria (Linné)
Parthenina interstincta (Montagu)
Odostomia unidentata (Montagu)
Bela cf. *scalaris* (Möller)
» *rugulata* Troschel var. *scalaroides* G. O. Sars
Retusa nitidula (Lovén)
» *truncatula* (Brugière)

Die Zusammensetzung dieser Reihe zeichnet sich durch den verhältnismässig hohen Anteil von BL-Arten aus, von denen nahezu die Hälfte ihre Nordgrenze an den Lofoten hat. Die aufgeführte B_nL-Art ist *Callochiton laevis*.

Während des ersten Abschnittes der Postglazialzeit (etwa 7000–6000 v. Chr.) fand der Auftakt der zweiten und grössten Invasion von Molluskenarten statt. Der Höhepunkt wurde etwa zwischen 6000 und 5500

[1] Beobachtungen an den Lokalitäten Nr. 12 Askemyren, Nr. 15 Släpardalen I, Nr. 98 Kålstad und Nr. 10 Blötekas B.

[2] Bei jüngeren Schalen von *Acmaea virginea* war der embryonale Teil oft noch vorhanden. Solche Schalen können leicht mit *Propilidum ancyloide* verwechselt werden, das gewöhnlich die spiralige Embryonalschale sein ganzes Leben lang behält.

v. Chr. erreicht. Im ersten Teil dieser Einwanderungsperiode erschienen folgende 39 Arten in unserer Fauna:[1]

Dentalium entalis Linne
Nucula nucleus Linné
Pecten sp.
Hinnites pusio (Linné) var. *distortus* da Costa
Anomia aculeata Linné
Ostrea edulis Linné
Astarte sulcata (da Costa)
Kelliella miliaris (Philippi)
Kellya suborbicularis (Montagu)
Cyamium minutum Fabricius
Cardium minimum (Philippi)
» *nodosum* Turton
Venus ovata Pennant
Tapes decussatus (Linné)
Solenocurtus antiquatus (Pulteney)
Ensis ensis (Linné)
Spisula subtruncata (da Costa)
Panopaea norvegica (Spengler)
Aloidis gibba (Olivi)
Pholas candida Linné
Caecum glabrum (Montagu)
Patella vulgata Linné
Gibbula tumida (Montagu)
Onoba proxima (Alder)
Rissostomia membranacea Adams
Parthenina spiralis (Montagu)
Menestho insculpta (Montagu)
Turbonilla indistincta (Montagu)
Trichotropis borealis (Broderip et Sowerby)
Purpura lapillus (Linné)
Nassa reticulata (Linné)
» *incrassata* (Ström)
» *pygmaea* (Lamarck)
Clathurella linearis (Montagu)
» *purpurea* (Montagu)
Admete viridula (Fabricius)
Taranis mörchii (Malm)
Retusa mammillata (Philippi)
Philine punctata (Clark)
Spiratella retroversa (Fleming)

Aus thermischen Gründen möchte man erwarten, dass die neu hinzukommenden Arten, die ihre Nordgrenze im N. Eismeer haben, schon früher eingewandert wären. Es ist zwar möglich, dass gewisse kleinere Formen schon in älteren Schichten vorkommen, aber wegen ihrer Kleinheit nicht beobachtet wurden (z. B. *Cyamium minutum*; Nordgrenze Spitzbergen); andere grössere Arten wie *Purpura lapillus* (Nordgrenze Ostfinnmarken) können dagegen kaum der Aufmerksamkeit entgangen sein. Die Einwanderung solcher kälteharter Arten während dieses Zeitabschnittes steht in scharfem Gegensatz zu dem gleichzeitigen Auftreten von Arten, die als besonders wärmeheischend zu bezeichnen sind, wie die folgenden:

Hinnites pusio var. *distortus* (Mittelm.—Boh.)
Ostrea edulis (Mittelm.—Vestlandet)
Tapes decussatus (Mittelm.—Shetl. [Nordfjord])
Solenocurtus antiquatus (Mittelm.—Shetl.)
Pholas candida (Mittelm.—Shetl.—Skagen [Trondhj.])[2]
Caecum glabrum (Mittelm.—Oslofj.)
Turbonilla indistincta (Mittelm.—Bergen)
Clathurella purpurea (Mittelm.—Vestlandet)
Retusa mammillata (Mittelm.—Oslofj.)

Die starke Einwanderung solcher wärmeheischender Formen während dieses relativ frühen Zeitabschnittes scheint nur wenig mit der aerothermalen Entwick-

[1] Beobachtungen an den Lokalitäten Nr. 68 Treje, Nr. 11 Kolbomon, Nr. 74 Lursäng I, Nr. 63 Gudebo, Nr. 53 Ekmondalen, Nr. 112 Bodal und Nr. 58 Oxtorp.

[2] Man hat vermutet, dass *Pholas candida* in Bohuslän nicht mehr vorkommt. Im Jahre 1940 wurden doch leere Schalen mit persistierendem Ligament in der Gegend von Grebbestad beobachtet.

lung zu harmonieren, die erst 1 500—2 500 Jahre später in dem postglazialen Wärmeoptimum kulminierte (vgl. S. 290).

Der Fortgang der Invasion auf ihr Maximum zu (etwa 6000—5500 v. Chr.) wird von dem völligen Verschwinden der AB_h-Formen begleitet; doch hält sich die Einwanderung von B-Formen bei einem niedrigeren Prozentsatz. BL- und B_nL-Formen dominieren; das Hauptgewicht verschiebt sich immer mehr auf die B_nL-Formen. Eine Form scheint rein lusitanisch zu sein (*Hinnites pusio* var. *multistriata*).

Untenstehende Liste gibt die während dieses Zeitabschnittes neu eingewanderten 52 Arten wieder (die B_nL-Formen sind mit * versehen):[1]

Dentalium striolatum Stimpson
**Nucula sulcata* Bronn
Portlandia frigida (Torell)
Leda pernula (Müller)
**Modiolaria marmorata* (Forbes)
Pecten tigrinus Müller
» *opercularis* (Linné)
» *septemradiatus* Müller
* » *varius* Linné
» *vitreus* Chemnitz
Hinnites pusio (Linné) var. *multistriata* Poli
Thyasira sarsi Philippi
**Lepton nitidum* Turton
**Lucina spinifera* (Montagu)
**Lasaea rubra* (Montagu)
Cardium fasciatum Montagu
**Laevicardium norvegicum* (Spengler)
**Venus fasciata* (da Costa)
**Tapes virgineus* Linné
* » *aureus* (Gmelin)
» *pullastra* (Montagu)
Lucinopsis undata (Pennant)
Psammobia ferroënsis (Chemnitz)
Cultellus pellucidus (Pennant)
Arcinella plicata (Montagu)
Xylophaga dorsalis Turton
Thracia papyracea Poli
* » *convexa* Wood
Cochlodesma praetenue (Pulteney)
Emarginula fissura (Linné)
Pilidium fulvum (Müller)
Lacuna pallidula (da Costa)
Hydrobia minuta (Totten)
**Onoba vitrea* (Montagu)
Rissoa inconspicua Alder
» *violacea* Desmarest
* » *parva* (da Costa)
**Alvania reticulata* (Montagu)
**Bittium reticulatum* da Costa
**Triforis perversa* (Linné)
**Aclis supranitida* (Wood)
* » *ascaris* (Turton)
Melanella distorta (Philippi)
* » *polita* (Linné)
**Odostomia albella* (Lovén)
Eulimella scillae (Scacchi)
* » *acicula* (Philippi)
» *ventricosa* Forbes
Capulus hungaricus (Linné)
**Mangelia costata* (Donovan)
Retusa umbilicatula (Montagu)
Philine quadrata (Wood)

Von dem Maximum der Invasion bis zum postglazialen Wärmeoptimum (vgl. Anm. 2 S. 290) hat die Einwanderungsintensität ausserordentlich stark abgenommen; aus dieser Zeit gibt es nur 9 neu hinzugekommene Arten[2]:

Pecten striatus Müller
» cf. *aratus* Gmelin
Isocardia cor (Linné)
Spisula elliptica (Brown)

[1] Beobachtungen an den Lokalitäten Nr. 7 Skärje, Nr. 8 Skärjedalen, Nr. 6 Lunneviken (Proben I–VI), Nr. 100 Skärbo und Nr. 43 Prästängen II (Probe III).

[2] Beobachtungen an den Lokalitäten Nr. 19 Dalarne, Nr. 127 Skogstorp und Nr. 32 Norrkärr.

Helcion pellucidum (Linné)
Rissoa cf. *turgida* Jeffreys
Turritella communis (Risso)
Scalaria communis Lamarck
Sipho togatus (Mörch)

Der arktische Vertreter unter diesen (*Sipho latericeus*) ist mit Sicherheit redeponiert. Von den übrigen Formen zieht *Isocardia cor* (B_nL) das besondere Interesse auf sich. Die Zahl der B_nL-Formen ist im übrigen gering; bemerkenswert ist, dass 5 von 8 Arten ihre Nordgrenze innerhalb der niedrig-arktischen oder hochborealen Zone haben.

In Ablagerungen der Periode von etwa 4500 bis etwa 3500 v. Chr. ist nur eine neue Art beobachtet worden[1]:

Eulimella nitidissima (Montagu)

Ihre Verbreitung ist nur unvollständig bekannt; doch scheint ihr Hauptverbreitungsgebiet lusitanisch zu sein.

Während des folgenden Jahrtausends (etwa 3500–2500 v. Chr.) scheint die Einwanderungsintensität ihr absolutes Minimum erreicht zu haben; in Ablagerungen dieser Zeit ist keine einzige neu hinzugekommene Art beobachtet.

Auf diesen Stillstand folgt eine dritte Einwanderungswelle, die im grossen und ganzen mit der Subboreal-Zeit zusammenfällt. Damals wurden der nordbohuslänischen Meeresfauna folgende Arten zugeführt[2]:

Modiola phaseolina Philippi
Pecten maximus (Linné)
Montacuta substriata (Montagu)
Dosinia lincta (Pulteney)
Scrobicularia plana (da Costa)
Psammobia vespertina (Chemnitz)
Lutraria elliptica Lamarck
Cuspidaria cuspidata (Olivi)
Lepidochiton marginatus (Pennant)
Cerithiopsis tubercularis (Montagu)
Actaeon tornatilis (Linné)
Philine aperta (Linné)

Wahrscheinlich hat diese dritte Invasion einen beträchtlich grösseren Umfang besessen, als aus den eben erwähnten Funden hervorgeht. Die Ablagerungen, aus denen sie stammen, sind Strand- oder seichte Litoralbildungen, die nur wenig über dem heutigen Meeresspiegel liegen. Die submarinen Schalendeposita aus dieser Zeit, die, entsprechend ähnlichen Schichten älterer Perioden, faunistisch bedeutend reicher sein dürften, sind wohl noch nicht über den Meeresspiegel emporgestiegen. Erst nach ihrer Untersuchung liesse sich der wirkliche Umfang der Einwanderung feststellen. Eine nicht geringe Zahl von Mollusken ist noch nicht in subfossilen Schichten über dem Meere beobachtet worden, z. B. die meisten *Lima*-Arten (vgl. auch *Crania*, S. 65 f.); es ist m. E. nicht unwahrscheinlich, dass diese sowie mehrere andere Arten während dieser dritten Einwanderungsperiode in unsere Fauna eingezogen sind.[3]

[1] Lokalität Nr. 64 Kampetorp A.

[2] Beobachtungen an den Lokalitäten Nr. 2 Fjella, Nr. 120 Nästegård I, Nr. 110 Grebbestad A, und Nr. 125 Ejde A.

[3] Nach Antevs 1928, S. 689 ist *Lima loscombi* in zwei Ablagerungen auf dem Niveau des Meeresspiegels gefunden worden. Eine Fundstelle 0,5 m ü. d. M. wird aber

Von den eben erwähnten Arten ist *Lutraria elliptica* am beachtenswertesten. Diese Art, die jetzt in Bohuslän ausgestorben zu sein scheint, ist lusitanisch-niedrigboreal. Vereinzelte subfossile Funde sind aus Norwegen und Dänemark bekannt. Ihr Aussehen erinnert in besonders hohem Grade an *Mya arenaria*, weshalb sie in vielen Fällen mit dieser Art verwechselt worden ist (vgl. SARS 1878, S. 92). Hauptsächlich durch Verschiedenheit im Bau des Schlosses lassen sich doch diese Arten voneinander trennen.

Es wird recht einstimmig betont, dass *Mya arenaria* erst in historischer Zeit nach Europa eingewandert sei[1] (die Art ist an der atlantischen Küste Nordamerikas endemisch). (Vgl. JENSEN 1901, JENSEN und SPÄRCK 1934 sowie ÖYEN 1911 B, S. 15 und 1915, S. 428.) ANTEVS gibt zwar an (1917, S. 333), dass sie subfossil von DE GEER in Nord-Bohuslän gefunden sei, aber die angezogene Lokalität besteht (nach Beobachtung 1939) aus einem rezenten Strand mit durchwegs rezenten Schalen. Ein von DE GEER 1896, S. 123 mitgeteilter, von SARS 1865, S. 69 erwähnter subfossiler Fund aus Norwegen ist schon früher von SARS dementiert worden (vgl. ÖYEN, l. c.).

Ein auszeichnender Zug der bei Ejde (S. 258) gefundenen *Lutraria*-Schalen ist ihre ansehnliche Grösse; der Durchschnittswert einer Serie Schalen (52 Stück) war 124 mm (Max. 137, Min. 96 mm). Offenbar sind die existenz-ökologischen Bedingungen während der Lebenszeit der Ejde-Fauna besonders günstig gewesen. Es lässt sich daneben vermuten, dass die Grosswüchsigkeit darauf beruht, dass gewisse die Grosswüchsigkeit hindernde, arteigene Krankheiten oder parasitäre Mikroorganismen sich noch nicht eingestellt hatten, wie auch darauf, dass die Konkurrenz um die Nahrung zwischen den *Lutraria*-Individuen noch nicht aktuell ge-

auch von ANTEVS erwähnt (1917, S. 411). Sie liess sich nicht genau wiederfinden; die ganze Gegend, in der die Fundstelle liegen soll, ist aber sicher ein alter submariner Weichboden. Es scheint daher sehr wahrscheinlich, dass *L. loscombi* unserer Fauna in subrezenter Zeit einverleibt wurde.

[1] Nach JENSEN (op. cit.) soll ein Belgier, dem die Resultate der nordischen Forscher nicht bekannt waren, nachgewiesen haben, dass *Mya arenaria* in Belgien subfossil nicht vorkommt.

BRÖGGER hebt hervor (1900, S. 607), dass *Mya arenaria* erst in rezenter Zeit oder unmittelbar vorher in das Osloer Gebiet eingezogen sei. Unter Berufung auf einige alte Beobachtungen (aus den 1830-er Jahren) betrachtet aber BRÖGGER eine Schalenanhäufung mit *Mya* aus dem Bezirk Mandal (SW-Norwegen) in einer Höhe von 0,3–0,6 m ü. d. M. als subrezent. Er gründet diese Ansicht vor allem auf die Tatsache, dass das Wasser dort jetzt zuweilen brackisch sein kann (op. cit. S. 536), so dass *Mya* und die übrigen Konstituenten der Nekrozönose während einer früheren Periode mit salzigerem Wasser gelebt haben müssten. Darauf sei erwidert, dass *Mya arenaria* bei weitem nicht stenohalin ist. Dieser Altersansatz ist also sehr schwach begründet. Es scheint mir aber sehr wahrscheinlich, dass *Mya arenaria* an der SW-Spitze Norwegens sehr früh Fuss gefasst haben kann; als Ansiedelungsgebiet ist dieser Küstenabschnitt seiner Lage nach vielleicht der allerbeste in Fennoskandien. (Ich mache darauf aufmerksam, dass während einer Periode des vorigen Weltkrieges Treibminen von der englischen und deutschen Nordseeküste am frühesten dort landeten (NORDGAARD 1915, Fig. 1–9.)

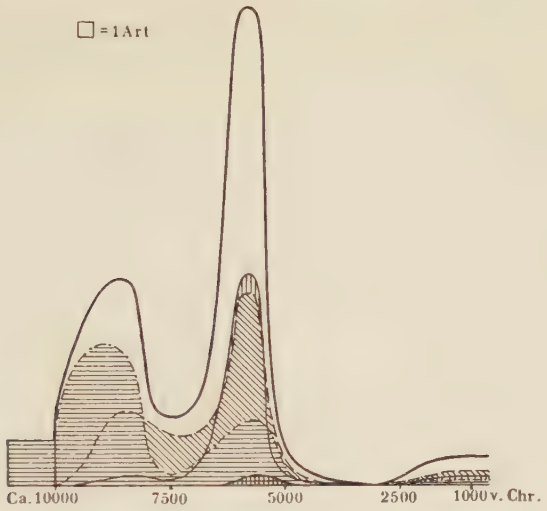


Fig. 114. Einwanderungsintensität der Mollusken.
Horizontalschraffiertes Feld = Arten mit der Nordgrenze in der arktischen Region
Schräg- » » = » » » » » » hochborealen »
Vertikal- » » = » » » » » » niedrigborealen »
Kariertes » = » der lusitanischen Region
Ganze Linie = Gesamtkurve.

worden war. Die Ejde-Fauna könnte gerade aus diesen Gründen das früheste Auftreten der Art in Nord-Bohuslän representieren.

Bryozoa.

Gerüste von Moostierchen finden sich sowohl in älteren wie jüngeren Ablagerungen. Schon in *Portlandia arctica*-Ton sind sie vorhanden, treten aber am zahlreichsten in gewissen jüngeren Schalenbänken auf; sie können sogar einen nicht verächtlichen Teil der biogenen Phase darstellen (Lok. Nr. 123 Otterö: 6,6 Gewichtsprozent).

In *Portlandia arctica*-Ton sind folgende arktisch-boreale Bryozoen beobachtet[1]:

Idmonea sp.
Tubulipora sp.
Hornera lichenoides (Linné)
» sp.
Lichenopora hispida (Fleming)
Cellaria sp.
Cellepora sp.
Porella sp.
Smittina sp.

In übrigen Ablagerungen älter als etwa 8000 v. Chr. sind keine neu hinzutretenden Bryozoenarten beobachtet.

Sicherlich von Reaktionsströmen begünstigt, entwickelte sich eine reichliche Moostierchenfauna im Gebiete Dalen—Liane—Island (vgl. S. 177). Von Liane (frühester Abschnitt der Finiglazialzeit) liegen folgende in älteren Ablagerungen nicht beobachtete Arten vor:

[1] Verbreitungsangaben nach Borg 1930 und 1933.

Harmeria scutulata (Busk)
Eschorella cf. *abyssicola* (Norman)
Porella patula (M. Sars)
Porella cf. *concinna* (Busk)
Microporella ciliata (Pallas) var.

(*Microporella* ist kosmopolitisch, sonstige sind arktisch oder arktisch-boreal).

Übrige, in dem Untersuchungsmaterial beobachtete Arten sind spätestens etwa 5500 v. Chr. eingewandert (Lok. Nr. 6 Lunneviken, Nr. 43 Prästängen II und Nr. 123 Otterö).

Diese Arten sind:

Tubulipora fimbria Levinsen
» *phalangea* Couch
» *liliacea* (Pallas)
» sp.
Berenicea patina (Lamarck)
Cribrilina punctata (Hassall)
Hippothoa hyalina (Linné)

(*Hippothoa* ist kosmopolitisch, *Tubulipora phalangea* boreal-lusitanisch, übrige sind arktisch-boreal.)

Brachiopoda.

Drei Brachiopoden-Arten sind beobachtet[1]:

Rhynchonella psittacea Chemnitz
Waldheimia cranium Müller
Terebratulina caput serpentis (Linné)

Von *Rhynchonella* wurde ein einziger Fund gemacht (Lok. Nr. 140 Änghagen A; Alter etwa 8000 v. Chr.). *Waldheimia* ist am frühsten in einer Ablagerung von etwa 7000 v. Chr. vertreten (Nr. 71 Tågeröd). Der älteste Fund von *Terebratulina* stammt aus etwa 6500 v. Chr. (Lok. Nr. 6 Lunneviken).

(*Rhynchonella* ist arktisch-hochboreal, übrige sind arktisch-boreal-lusitanisch.)

Echinodermata.

Überreste von Seeigeln liegen mit Ausnahme von *Echinocyamus pusillus* verhältnismässig selten als ganze Schalen vor; in der Regel gibt es nur vereinzelte Schalenplatten und Stacheln.[2] Gerüstteile von Seesternen sind besonders selten beobachtet; sie liessen sich überhaupt nicht bestimmen.

Die Bestimmung der Stacheln ihrer Art nach ist mit grosser Unsicherheit verknüpft; Stacheln von irregulären Seeigeln lassen sich überhaupt nicht bestimmen.

Folgende Seeigel sind in Nord-Bohuslän als subfossil beobachtet[3]:

Psammechinus miliaris (Gmelin)

Der älteste Fund stammt aus dem Zeitabschnitt 7000—6000 v. Chr. (Lok. Nr. 68 Treje).

---

[1] Verbreitungsangaben nach Antevs 1928 und Sars 1878.

[2] Ganze Schalen von dem besonders fragilen *Echinocardium cordatum* wurden doch in grossen Mengen in einem Schnitt der Otterö-Ablagerung beobachtet (vgl. S. 129).

[3] Verbreitungsangaben nach Brattström 1941, v. Hofsten 1915 und Mortensen 1924.

Echinus esculentus (LINNÉ)

Schon im Zeitabschnitt 10000—9000 v. Chr. vorhanden (Lok. Nr. 104 Tungene).

Strongylocentrotus dröbakiensis (O. FR. MÜLLER)

Stacheln von dieser Art scheinen schon in den ältesten nicht-glazigenen Anhäufungen vorzukommen.

Echinocyamus pusillus (O. FR. MÜLLER)

Dem unteren Teil der Schalenschicht der Progradationsterrasse Nr. 43 Prästängen II entstammen die ältesten Funde dieser Art. Dieser Horizont dürfte etwas jünger als 6000 v. Chr. sein (vgl. S. 246).

Spatangus purpureus O. FR. MÜLLER

Indirekt lässt sich die Anwesenheit dieser Art in Bohuslän während einer älteren Meeresperiode durch das Vorkommen von *Montacuta substriata* erschliessen. Diese Muschel lebt bekanntlich gerade auf *S. purpureus*[1] (vgl. z. B. JENSEN-SPÄRCK 1934, S. 100). *M. substriata* ist nur in einer Ablagerung angetroffen, nämlich Nr. 110 Grebbestad A (etwa 2000 v. Chr.).

Echinocardium cordatum (PENNANT)

Funde von ganzen Schalen, vgl. Anm. 2, S. 282. Die betreffende Schicht ist jünger als etwa 3500 v. Chr. (Hebung der Pass-Schwelle über den Meeresspiegel; vgl. S. 132 sowie untenstehende Anm. 2). Wahrscheinlich dürfte aber diese Art durch Stacheln in älteren Ablagerungen vertreten sein. Stacheln von irregulären Seeigeln treten frühestens etwa 8000 v. Chr. auf (Lok. Nr. 3 Mörk).

(*Psammechinus* ist niedrigboreal-lusitanisch, *Strongylocentrotus* arktisch-boreal, übrige sind arktisch-boreal-lusitanisch.)

Vertebrata.

Überreste von Vertebraten, viele davon in besonders fragmentarischem Zustande (an Artbestimmung war daher in vielen Fällen nicht zu denken) wurden wiederholt angetroffen.

Der grösste Teil des Vertebratenmaterials ist während der Ausbeutung der grossen Schalenbank Nr. 123 Otterö gesammelt worden.[2] Einer der dort angestellten Arbeiter, Herr A. ELG, der der Arbeit Tag für Tag folgen konnte, hat mit vorzüglichem Sammeleifer dazu mitgewirkt, meine Sammlung zu vermehren, wofür ich ihm grossen Dank schulde.

Die recht zahlreichen Funde bestimmbarer Vertebratenreste in dieser Bank und die besonders spärlichen Funde in anderen Schalenablagerungen dürfen nicht so gedeutet werden, als ob diese daran ärmer als Otterö seien. Die Verschiedenheit ist sicher in Wirklichkeit scheinbar; nur auf Otterö konnten nämlich

[1] Gewisse andere Muscheln zeugen auch von der Anwesenheit anderer Organismen, wie *Modiolaria marmorata* (S. 278), die im Mantel verschiedener Ascidien lebt.

[2] Da die genaue Lage der Funde in der Ablagerung sich in vielen Fällen nicht feststellen liess, lässt sich eine eingehendere Altersbestimmung der einzelnen Funde nicht machen. Sämtliche sind doch älter als etwa 3500 v. Chr. Damals erhob sich die Pass-Schwelle (28 m ü. d. M.) über den Meeresspiegel, wodurch das Delta nicht mehr anwachsen konnte.

die bei der industriellen Ausbeutung an den Tag gebrachten Vertebratenreste systematisch eingesammelt werden.[1] Es dürfte also nicht unberechtigt sein, bei künftiger Ausbeutung anderer Schalenbänke nicht unbeträchtliche Funde zu erwarten.

Pisces.

In vielen sowohl älteren als jüngeren Ablagerungen sind Fischreste beobachtet worden, vor allem Wirbel, Zähne und Otolithen. Die letztgenannten gehören in der Regel Gadiiden an; Wirbel und Zähne liessen sich nicht bestimmen.

Die Otteröablagerung hat folgende Fischknochen geliefert (insgesamt 38 St.):

Molva molva (Linné)

1 Basioccipitale + Parasphenoid.

Gadus callarias Linné

1 Dentale sin., 1 Articulare dext., 1 Articulare sin., 2 Cleithra dext., 3 Cleithra sin., 1 Intermaxillare sin., 1 Maxillare sin., 5 Radii branchiostegi und 2 Operculare.

Gadus sp.

1 Intermaxillare dext., 1 Maxillare sin., 1 Operculare und 1 Rad. branchiostegum.

Nicht bestimmt: 1 Operculum und 1 Cleithrum. Unbestimmbar: 3 Knochen und 11 Wirbelsäulen.

Aves.

In der Otteröablagerung wurden folgende Skelett-Teile von Vögeln gefunden:

Anatidae.

Somateria mollissima (Linné)

1 Gehirnkapsel, 1 Humerus dext., 2 Humeri sin., 1 Ulna sin., 1 Radius sin., 1 Tarso-Metatarsus sin. und 1 Scapula sin.

Anser sp.

1 Humerus sin., 1 Tarsotibia und 1 Tarso-Metatarsus.

Branta sp. oder *Anas* sp.

1 Ulna dext.

Harelda hyemalis (Linné) oder *Eniconetta stelleri* (Pallas)

1 Coracoideum dext.

Tadorna tadorna (Linné) oder *Mergus* sp.

1 Ulna dext.

Mergus sp.

1 Humerus dext.

Kleinere Tauchente

1 Ulna dext.

Cygnus olor Gmelin oder *C. cygnus* (Linné)

1 Tarsotibia dext.

Phalacrocoracidae.

Sula bassana (Linné)

1 Coracoideum dext. und 1 Mittelhand dext.

[1] Göteborgs Museum hat früher recht viele Vertebratenknochen aus der Otteröablagerung bekommen; vgl. die Schriftenreihe »Göteborgs Museums Årstryck — Zoologiska Avdelningen«.

Laridae.

Sterna tschegrava Lepechin

1 Humerus dext. und 1 Humerus sin.

Larus sp.

2 Ulnae dext. und 1 Ulna sin.

Larus sp. (kleine Art)

1 Ulna dext. und 1 Ulna sin.

Alcidae:

Alca torda Linné

1 Sternum, 1 Humerus dext., 1 Tarsotibia sin. und 1 Tarso-Metatarsus.

Alca impennis Linné

1 Sternum, 2 Humeri dext., 1 Humerus sin., 1 Femur dext. und 1 Femur sin.

Uria grylle (Linné)

1 Humerus dext., 1 Ulna dext., 1 Tarsotibia sin. und 1 Tarso-Metatarsus.

Uria troille (Linné)

1 Humerus dext. und 1 Humerus sin.

Uria troille (Linné) oder *U. lomvia* (Linné)

1 Sternum, 1 Humerus dext., 1 Humerus sin., 2 Ulnae sin. und 1 Tarsotibia sin.

Fratercula arctica (Linné)

1 Ulna dext.

Alciformes

1 Coracoideum dext.

Procellaridae:

Fulmarus glacialis (Linné)

1 Humerus sin. und 1 Ulna dext.

? *Puffinus* sp.

3 Humeri dext., 1 Humerus sin. und 1 Ulna dext.

Podicepidae:

Podiceps auritus (Linné) oder *P. nigricollis* Brehm

1 Humerus dext.

Podiceps cristatus (Linné) oder *P. griseigena* Boddaert

1 Tarsotibia sin. mit Patella.

Falconidae:

Accipiter nisus (Linné)

1 Sternum ♀.

Daneben fanden sich folgende der Art nach unbestimmbare Skelett-Teile von Vögeln:

1 Sternum, 3 Furculae, 2 Coracoidea, 1 Halswirbel, 3 Humeri, 7 Ulnae, 1 Mittelhand, 1 Ilium, 1 Femur, 3 Tarsotibiae, 1 Tarso-Metatursus und 4 unerkennbare Vogelbeine.

Von den oben genannten 88 Skelett-Teilen dürften die des Riesenalks die interessantesten und wertvollsten sein (vgl. Wiman und Hessland 1942).

Von Vogeleiern wurden nur unbestimmbare Fragmente beobachtet, nämlich in Tongyttja bei der Ablagerung Nr. 125 Ejde A.

Mammalia.

Folgende Skelett-Teile von Wirbeltieren stammen aus der Otteröbank;

Mustelidae:

Martes martes (Linné)

1 Ulna sin.

Phocidae:

Halichoerus grypus (Fabricius)

1 Lendenwirbel, 1 Rippe Nr. 14 rechts, 1 Tibia dext. und 1 Metatarsale II sin.

Phoca grönlandica Erxleben
1 Petrosum sin.

Delphinidae:

Phocaena phocaena (Linné)
1 Petrosum dext.

Pseudorca crassidens Owen
1 Zahn.

Orcinus orca (Linné)
1 Petrosum dext.

Bovidae:

Capra hircus Linné
1 Radius sin.

Bos taurus Linné
1 Radiale sin. (= Scaphoid + Naviculare) und 2 Zähne (vorletzter Zahn des Oberkiefers [links] und hinterster Zahn des Unterkiefers [rechts]).

Ferner wurden folgende Vertebratenknochen gesammelt: 5 Wirbel, 3 Intervertebral-Ligamente, 4 Rippen, 1 Process. spin., 1 Humerus, 1 Scapula und 5 unbestimmbare Knochen. 33 Vertebratenknochen sind also insgesamt beobachtet worden.

Phanerogamae.

Zostera marina (Linné) wurde schon in vielen Fällen subfossil angetroffen, nicht zum wenigsten in Norwegen (vgl. z. B. Wille 1894), aber auch in Schweden (Teiling 1909).

Ich habe diese Art nur in jüngeren Tongyttjen beobachtet, z. B. an der Lok. Nr. 123 Otterö (vgl. S. 130). Diese *Zostera*-führende Schicht ist subatlantisch (vgl. S. 134).

Algae.

Die ältesten Funde von Algen-Resten gehören zur Gattung *Fucus*, näher bestimmt zu *F. inflatus* var. *membranaceus* (vgl. Rosenvinge 1898, S. 46 und Tafel I, Fig. 4–10). Vorliegende Varietät ist im ostgrönländischen Fjordkomplex sehr verbreitet. Einige Deposita im O-Teil des Untersuchungsgebiets (z. B. Lok. Nr. 90 Kläppen und Nr. 99 Liveröd) enthielten recht grosse Mengen davon. Das Alter dieser Anhäufungen geht über 9000 v. Chr. hinauf.

Lithothamnien sind in den nordbohuslänischen Schalenanhäufungen meistens spärlich vorhanden. Der älteste Fund rührt von der Lokalität Nr. 10 Blötekas B her. Ihr Alter ist mindestens auf 7700 v. Chr. zu berechnen.

Corallina officinalis Linné kann in grossen Mengen angehäuft sein (z. B. Lok. Nr. 32 Norrkärr und Nr. 105 Edsvik A; vgl. auch Hessland 1942). Diese Art tritt aber in der nordbohuslänischen Flora erstaunlich spät auf. Eine der ältesten Schalenanhäufungen mit *Corallina* ist Nr. 6 Lunneviken, wo sie durch die ganze Schichtenreihe vorhanden ist. Die unteren Schichten dieser Ablagerung sind auf etwa 6500 v. Chr. anzusetzen. Die jetzige zusammenhängende Verbreitung von *Corallina officinalis* erstreckt sich bis zum Nordkap (Kjellman 1883, S. 88).

Zur nacheiszeitlichen Hydrothermalentwicklung Nord-Bohusläns.

Das oben im Auszug vorgebrachte biogene Material aus nordbohuslänischen Schalenablagerungen ist so umfangreich — es handelt sich um etwa 365 Arten — und ausserdem zeitlich so gleichmässig verteilt, dass

es mir hinreichend repräsentativ zu sein scheint, um wenigstens einige wichtigere Züge der nacheiszeitlichen Hydrothermalentwicklung der nordbohuslänischen Küstengewässer zu beleuchten.

Es lässt sich nicht ohne Vorbehalt voraussetzen (vgl. S. 322), dass jede einzelne Art ein Gebiet sofort kolonisiert, nachdem die dortigen thermalen Verhältnisse sich den Bedürfnissen der betr. Art entsprechend gestaltet haben. Auf das Vorkommen vereinzelter Arten gegründete Schlüsse auf Wassertemperaturen sind daher zu vermeiden. Hat dagegen eine allgemeine Verschiebung des gegenseitigen Verhältnisses hydrothermisch getrennter Gruppen mit je einer grossen Zahl von Arten stattgefunden, so lässt sich mit bedeutend grösserer Sicherheit annehmen, dass diese Verschiebung thermisch bedingt war.

Die Einwanderungsintensität war, wie aus der obigen Darstellung hervorgeht, zu gewissen Zeiten besonders hoch, während anderer dagegen recht gering; es liess sich sogar feststellen, dass auch grössere Tiergruppen während einiger Abschnitte überhaupt keine Zuwanderung aufzuweisen hatten. Besonders bei den Mollusken — der grössten und betr. ihrer Verbreitung am besten bekannten Gruppe — ist es deutlich, dass wenigstens die auffällig starke Einwanderung im Zeitabschnitt etwa 6000–5500 v. Chr. durch thermale Gründe veranlasst ist; von etwa 9000 v. Chr. an ist eine ständig wachsende Zuwanderung wärmeheischender Formen (BL- und B_nL-Formen) vor sich gegangen, deren Kulmination eben während des Optimums der Einwanderungsintensität eintritt (vgl. Tabelle S. 273 und Fig. 114). Auch die Foraminiferen- und Ostracodenfaunen zeigen eine ausgeprägte Zunahme wärmeheischender Arten während dieser Periode, ohne dass doch diese Zunahme graduell geschah.

Um klarzustellen, ob die Entwicklung der Molluskengruppe mit derjenigen der in den Schalenablagerungen deponierten Bionten *in toto* übereinstimmt, wurde das gesamte Material, mit Ausnahme der Vertebraten, auf die gleichen, tiergeographisch charakterisierten Gruppen verteilt wie die Mollusken und die Konstituenten jeder Gruppe, je nach dem beobachteten Zeitpunkt der Einwanderung jeder einzelnen Art, in Tabellenform angeordnet.

In mehreren Fällen sind die Angaben über die Verbreitung der Arten nicht so vollständig wie für die Mollusken. Vor allem kann es sich als unmöglich erweisen, sichere Angaben darüber zu erhalten, ob das Verbreitungsgebiet sich über die ganze boreale Zone oder nur einen Teil davon erstreckt. — Bei der Veranschaulichung der Einwanderungsintensität der Foraminiferen und Ostracoden (Fig. 108 und 112) wurden bezüglich des für die Einwanderung besonders bedeutenden Abschnittes von etwa 6500 bis etwa 5000 v. Chr. die vor bzw. nach etwa 5500 eingewanderten Arten nicht getrennt. Das ist aber bei der vorliegenden tabellarischen Zusammenstellung, soweit tunlich, geschehen.[1]

[1] In den wichtigen Ablagerungen Nr. 6 Lunneviken und Nr. 43 Prästängen II wurde festgestellt, welche Foraminiferen- und Ostracodenarten sich in denjenigen Teilen dieser Ablagerungen befinden, die nach den auf S. 234 f. und S. 246 f. dargelegten Gründen

Einwanderungsintensität der Bionten in toto. Vgl. Anm. S. 273.

v. Chr. (etwa)	A		AB_h		AB		ABL		B_h		B		BL		B_nL		L		A+AB_h+AB+B_h		BL+B_nL+L	
	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%
10000	4	7,7	4	7,7	27	52,0	15	28,9	.	.	.	.	2	3,8	.	.	.	.	35	67,4	2	3,
10000–9000	7	14,6	7	14,6	16	33,3	13	27,0	1	2,1	.	.	4	8,3	.	.	.	.	31	64,6	4	8,
9000–8000	2	3,3	4	6,7	12	20,0	25	41,7	.	.	2	3,3	13	21,7	2	3,3	.	.	18	30,0	15	25,
8000–7000	3	11,6	1	3,8	3	11,6	4	15,4	1	3,8	.	.	13	50,0	1	3,8	.	.	8	30,8	14	53,
7000–6000	.	.	.	.	4	9,1	7	16,0	1	2,3	1	2,3	16	36,4	15	34,1	.	.	5	11,4	31	70,
6000–5500	.	.	2	2,9	2	2,9	8	11,6	.	.	2	2,9	30	43,5	24	34,8	1	1,5	4	5,8	55	79,
5500–5000	.	.	.	.	1	6,7	6	40,8	.	.	1	6,7	4	26,6	3	20,0	.	.	1	6,7	7	46,
5000–4500	1	(14,3)	.	.	.	.	2	28,6	.	.	1	14,3	2	28,6	1	14,3	.	.	1	(14,3)	3	42,
4500–2500	.	.	.	.	1	(50)	.	.	.	.	.	.	.	.	1	(50)	.	.	1	(50)	1	(50)
2500–500	.	.	.	.	.	.	3	23,1	.	.	.	.	6	46,2	4	30,7	.	.	.	.	10	76,

Aus der Tabelle geht hervor, dass die gesamte Einwanderungsintensität der A-, AB_h-, AB- und B_h-Formen während der ersten drei Jahrtausende nach dem Rückzug des Eises hoch ist, wenn sie auch abnimmt.[1] Die Abnahme setzt sich dann rasch fort. Boreal-lusitanische Formen sind schon in glazigenen Schichten repräsentiert und sind im Zeitabschnitt vor 8000 v. Chr. in ziemlich grosser Zahl eingewandert (6,3 % aller beobachteten Arten). Diese Proportionsverschiebung zwischen kälteduldigeren und wärmeheischenderen Formen zeigt offenbar eine thermale Veränderung an. Die hohe Frequenz relativ wärmeheischender Arten und besonders das Auftreten von ein paar B_nL-Arten[2] (*Nucula nitida*, *Tellina fabula* und mögl. *Neptunea antiqua*) deuten auf günstige hydrothermale Verhältnisse in Nord-Bohuslän zu dieser Zeit.

Da keine Einigkeit über den genauen zeitlichen Ansatz der quartären Perioden besteht (Fig. 115), ist es schwer, den fraglichen Abschnitt mit einer bestimmten Quartärepoche zu verbinden. Nach der Chronologie SAURAMOs wäre er in seinem ganzen Verlauf älter als die klassische Yoldia-Periode. Ich erinnere daran, dass man günstige aerothermale Verhältnisse während der Salpausselkä-Stadien, besonders während des zweiten, das nach SAURAMO um 8150 v. Chr. schliesst, annehmen will (vgl. SAURAMO z. B. 1942, S. 261). Die während des folgenden Jahrtausends (etwa der Finiglazialzeit nach DE GEER und SAURAMO) eingetroffene Abnahme der Einwanderungsintensität (vgl. Fig. 114) darf nicht als ein Zeichen dafür

älter als 5500 v. Chr. sein müssen (Lunneviken: Horizont B — unterer Teil — und Prästängen: schalenführender Sand sowie unterster Teil der Schalenschicht). Von den in der Periode etwa 6500–5000 v. Chr. eingewanderten Foraminiferen und Ostracoden sind in den genannten Horizonten nur *Quinqueloculina ferussacii*, *Paradoxostoma abbreviatum* und *Loxoconcha impressa* nicht beobachtet worden.

[1] Sporadische Funde von arktischen Formen in jungen Schichten sind sicher zum allergrössten Teil redeponiert.

[2] Auch einige BL-Arten mit Nordgrenze bei den Lofoten (ANTEVS: $b^m l$-Arten) kommen in Ablagerungen dieser Zeit vor.

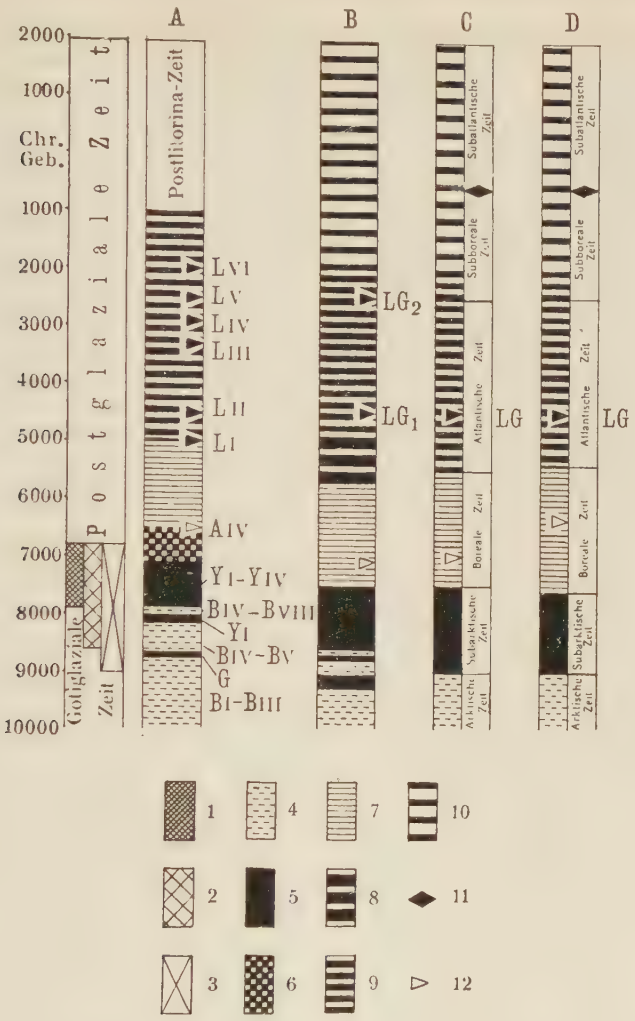


Fig. 115. Zeitschemata des Quartärs.

A nach SAURAMO (1942), B nach MUNTHE (1940), C nach MAGNUSSON und GRANLUND (1936) und D nach SANDEGREN (SANDEGREN u. a. 1939).

1 = Finiglaziale Zeit nach DE GEER und SAURAMO
2 = » » » MUNTHE
3 = » » » MAGNUSSON und GRANLUND sowie SANDEGREN
4 = Baltische Eissee-Stadien
5 = Spätglaziale Meeres-Stadien
6 = Rhabdonema-Meer
7 = Ancylus-See
8 = Mastogloia-Clypeus-Meer
9 = Litorina-Meer
10 = Limnaea-Mya-Meer
11 = Grenzhorizont (RY III)
12 = Ancylus-Grenze

betrachtet werden, dass die hydrothermalen Verhältnisse während dieser Zeit sich verschlechtert haben[1]; prozentuell hat nämlich währenddessen die Einwanderungsintensität der boreal-lusitanischen Formen zugenommen.

[1] Vor allem finnische Geologen (HYYPPÄ u. a.) haben geltend gemacht, dass das Klima der Yoldia-Zeit schlechter als das der Gotiglazial-Zeit war (vgl. doch z. B. SAURAMO 1942, S. 264).

Ein allgemeines Steigen der Wassertemperatur dürfte das ziemlich kräftige Anwachsen der Einwanderungsintensität dieser Gruppe während des ersten Jahrtausends der postglazialen Zeit veranlasst haben. Vor allem boreal-lusitanische Mollusken werden unserer Fauna in dieser Zeit in grosser Zahl zugeführt; wärmeheischende Foraminiferen und Ostracoden scheinen aber damals kaum begonnen zu haben, ihre Einwanderungsintensität zu vergrössern. Die Einwanderung während dieses Jahrtausends ist jedoch nur der Auftakt eines umfassenden Zustroms, der im grossen und ganzen um 5500 v. Chr. abgeschlossen war. In ihm dominieren die Mollusken, doch schloss er auch eine ziemlich grosse Zahl von Foraminiferen und Ostracoden ein. Die BL- und B_nL-Gruppen erreichen hier ihre maximale Einwanderungsintensität. Auch Formen mit ausgesprochen südlicher Verbreitung erscheinen in dieser Zeit. Hier ist jedoch nur eine Form als L-Form angeführt (*Hinnites pusio* var. *multistriata*), doch dürften auch gewisse Foraminiferen, wie einige *Quinqueloculina*-Arten lusitanisch sein (vgl. S. 264).

Nach SAURAMOs Chronologie hätte diese starke Einwanderung teilweise sehr wärmeheischender Arten (beachte, dass die als für das postglaziale Wärmeoptimum besonders typisch betrachteten *Tapes decussatus*, *Solenocurtus antiquatus* und *Pholas candida* zu den nächsten Vorläufern der maximalen Invasion gehören!)[1] während des letzten Abschnittes des Rhabdonema-Stadiums (des Abschlusses der Yoldia-Periode) sowie während des ältesten und mittleren Teiles der Ancylus-Zeit, nach MUNTHEs, SANDEGRENs und GRANLUNDs Zeiteinteilung dagegen während des mittleren und späteren Teiles der Ancylus-Zeit stattgefunden. Jedenfalls scheint es mir der Beachtung wert zu sein, dass die erwähnte Invasion sich während einer Periode, die etwa 2500—1000 Jahre vor dem postglazialen Aerothermal-Optimum liegt[2], vollzogen hat, was doch besagen muss, dass die Temperatur des Meereswassers an der Küste Nord-Bohusläns damals gestiegen war — und zwar, auch im Verhältnis zu der vorhergehenden Periode, recht beträchtlich. Es lässt sich nun weiter fragen, ob der Höhepunkt der Einwanderung ein Temperaturoptimum bezeichne.

Das braucht m. E. nicht notwendig der Fall zu sein. Gab es Verbreitungsmöglichkeiten und passende thermale Verhältnisse in Nord-Bohuslän schon vor einem später eintretenden Klima-Optimum, so liess die Einwan-

[1] Es sei daran erinnert, dass andere als thermische Ursachen den völligen Rückzug dieser Arten, bzw. ihre jetzige aussergewöhnlich geringe Frequenz in Bohuslän veranlasst haben können (vgl. Anm. 2, S. 277 und S. 146). Es kann daher übereilt sein, eine höhere Wassertemperatur als die heutige für eine Einwanderungszeit im nordbohuslänischen Küstengebiet anzusetzen; indessen spricht die Zusammensetzung der damaligen Fauna im übrigen keineswegs gegen eine solche Annahme.

[2] Die Kulmination des Aerothermal-Optimums fällt nach SAURAMO (1942, S. 263) in den ersten Teil der Litorina-Zeit, was durch FROMMs Untersuchungen in Ångermanland (1938, S. 379 f.) bestätigt wird (das Maximum der *Betula*-Kurve liegt etwa 4200 v. Chr.).

derung wohl nicht auf sich warten, bis noch günstigere Temperaturverhältnisse eintraten. Da die Anzahl schalentragender Arten innerhalb der ausserskandinavischen niedrigborealen und lusitanischen Regionen Europas ziemlich begrenzt ist, scheinen mir die dort noch zurückgebliebenen Arten beim Eintritt des Temperatur-Optimums eine zu kleine Reserve für eine Auswanderung noch grösseren Umfanges, als die eben erwähnte war, gebildet zu haben. Nur eine ziemlich geringe Zahl von BL- und B_nL-Formen wanderte auch während der Zeit zwischen dem Invasionsmaximum und dem aerothermalen Maximum ein.

Das beinahe völlige Fehlen neu hinzutretender Arten während der nächsten beiden Jahrtausende nach dem aerothermalen Maximum ist bemerkenswert. Diese Periode kontrastiert hierin gegen die folgenden zwei Jahrtausende — etwa die subboreale Zeit. In Ablagerungen dieser Zeit erscheinen nämlich viele in älteren Schichten nicht wahrgenommene Formen, u. a. *Lutraria elliptica*. Thermale Ursachen dürften doch kaum diese dritte Fauna-Invasion veranlasst haben, der ich einen grösseren Umfang, als aus den Tabellen und der graphischen Darstellung hervorgeht (vgl. S. 279), beimessen möchte, sondern es dürften andere, für die Verbreitung der Arten bedeutungsvolle, aber in diesem Falle nicht bekannte Faktoren mitgespielt haben.

— In den obigen Erörterungen sind die ABL- und B-Formen nicht berücksichtigt worden. Erstere sind schlechte Thermal-Indikatoren und daher hier von geringerem Interesse. Ihre grösste Einwanderungsintensität erreichen sie in gotiglazialer Zeit (gotiglazial nach DE GEER und SAURAMO), scheinen aber sonst in verhältnismässig grösseren Mengen während thermal günstigerer Perioden eingewandert zu sein. Die unbedeutende B-Gruppe ist durch verstreut einkommende Arten vertreten und kann daher nur wenig zum Verständnis unseres Problems beitragen.

IV. Kritische Bemerkungen über auf Schalenablagerungen gegründete Niveauveränderungstheorien und stratigraphisch-chronologische Systeme.

Die in der Überschrift erwähnten Theorien und Konstruktionen gründen sich letzten Endes auf die Anschauung der betr. Forscher über die Entstehungsweise der schalenführenden Ablagerungen. Die folgende Prüfung der Haltbarkeit einiger auf Schalenablagerungen gegründeter Darstellungen der Niveauveränderungen sowie gewisser stratigraphisch-chronologischer Systeme ist daher zugleich eine Schilderung der Entwicklung der Ansichten über die Genese schalenführender Ablagerungen.

Die Entstehungsweise der Schalenablagerungen ist eigentlich erst während des jetzigen Jahrhunderts Gegenstand ernsthafterer wissenschaftlicher Behandlung geworden. Dies mag mit Rücksicht auf die rege Aufmerksamkeit, welche Anhäufungen dieser Art schon seit der Mitte des 18. Jahrhunderts auf sich gelenkt haben (s. Einleitung, S. 6), eigentümlich erscheinen.

Dass die Naturforscher des 18. Jahrhunderts kein grösseres Interesse für diese Frage gehegt haben, ist nicht verwunderlich. Ihre Gedankengänge waren ja tief in der Vorstellungswelt der Bibel verankert; es kam ihnen natürlich vor, die »Schalenberge« — wie sie die Schalenbänke nannten — als Überreste der Sintflut zu betrachten. Wir verstehen, dass sie von der Vorstellung einer solchen Katastrophe aus, die den Gedanken von aktuellen Prozessen wegführte, nicht dazu kamen, die Entstehungsweise der Schalenbänke näher zu studieren. In dem Streit, den diese Gelehrten um jetzige und frühere Niveauveränderungen im Norden führten, waren vielleicht die Schalenbänke der beste Beleg dafür, dass eine Niveauveränderung früher wirklich stattgefunden hatte. Darüber hinaus boten ihnen diese Ablagerungen wenig von Interesse. Die von Linné gegebene Darstellung der Entstehung der grossen Uddevallabänke gründet sich jedoch nicht auf irgend eine Sintfluttheorie (1747, S. 30). Andererseits gewinnt man einen lebhaften Eindruck davon, wie tief die Vorstellung von der grossen Bedeutung der Sintflut als eines Neu- und Umschöpfers eingewurzelt war, wenn man sich erinnert, dass der Paläontologe A. Wagner, München, noch im Jahre 1845 die Uddevallabänke als ein Produkt der Sintflut betrachtete (vgl. Högbom 1920, S. 108).

M. Sars.

Im 19. Jahrhundert wurde jedoch die Frage der Entstehungsweise der Schalenablagerungen bis zu einem gewissen Grade aufgegriffen. Ein Bahn-

brecher auf dem Gebiete der nordischen marinen Quartärgeologie — M. SARS — legte damals gewisse auf dieses Problem bezügliche Gesichtspunkte vor.

SARS stellte sich die Entstehung der Schalenbänke als einen ziemlich einfachen Prozess vor: sie seien »Litoralbildungen, Überreste alter Strände, offenbar in Buchten und Busen des ehemaligen Meeres oder auch in sehr seichtem Wasser, nämlich im oberen Teil der *Laminaria*-Zone, gebildet« (1865, S. 4)[1]. Er war der Meinung, der litorale und sublitorale Charakter der Bänke sei deutlich sichtbar, da sie ausschliesslich litorale Arten oder Formen der *Laminaria*-Zone enthielten. Wenn auch SARS die Bänke fälschlich für autogen hielt[2], so ist doch seine Darstellung der *Laminaria*-Zone als eines wichtigen Erzeugers biogener Sedimente interessant und bedeutungsvoll (vgl. S. 65). Im Zusammenhang mit dem Studium der Fauna schalenführender Tonablagerungen[3] hat SARS versucht, ihr allgemeines Entstehungsniveau zu bestimmen — eine Frage, die weiterhin eine bedeutungsvolle Rolle in der Erörterung der Niveauveränderungen spielen wird. Er nimmt nämlich an, dass der sog. Mergelton meistens sich in tieferem Wasser abgesetzt hat, »nach der Abwesenheit aller litoralen Tierarten und dem Vorkommen zahlreicher Individuen entschiedener Tiefwasserarten« zu urteilen (1865, S. 15). Der sog. Muschelton sei dagegen ein litorales oder sublitorales Gebilde; er dürfte sich jedoch ebenfalls in recht bedeutender Tiefe abgelagert haben. Im ersten Falle sind »strikte Litoralformen«, u. a. *Scrobicularia piperata*, im anderen Falle u. a. *Isocardia cor*, die in tieferem Wasser lebt, vorhanden.

SARS hat nur in vereinzelten Fällen auf Grund der bathymetrischen Verbreitung der vorhandenen Arten versucht, die Meereshöhe während der Entstehungszeit einer submarinen Ablagerung näher festzulegen. In späteren norwegischen Arbeiten war dieses Verfahren dagegen sehr üblich. Schon 1879 hat KJERULF die Möglichkeit erwogen, auf diese Weise die Strandlage während einer submarinen Deposition zu errechnen. U. a. müsste man sich die zur Zeit der Entstehung einer Schalenbank vorhandene Meereslage als »soviel höher liegend als die Höhe der Schalenbank über dem Meer + die Tiefe der Tangzone (oder 90 Fuss«, d. h. etwa 30 m) vorstellen (1879, S. 3).

SARS' Untersuchungen der schalenführenden Ablagerungen sind nicht zum wenigsten dadurch verdienstlich, dass er im allgemeinen davon absieht, aus dem Untersuchungsmaterial geologische Vorgänge herauszulesen,

[1] Der obere Teil der Bänke (2–3 Fuss = ungefähr 0,7–1 m) dürfte sich in der »Litoralzone«, die unteren Partien dagegen in der *Laminaria*-Zone gebildet haben (1865, S. 4, Anm.).

[2] »Dass sie nicht von anderswo herangefrachtet worden sind, sondern sich in ihrer ursprünglichen Lage befinden, davon zeugen alle Umstände ihres Vorkommens auf das entschiedenste.« (1861, S. 266).

[3] SARS folgt der von KJERULF gegebenen Einteilung der schalenführenden Ablagerungen in glaziale und postglaziale. Zur ersten Gruppe gehören die glazialen Schalenbänke und der sog. Mergelton, zur zweiten die postglazialen Schalenbänke und der sog. Muschelton.

SARS hat gezeigt, dass die Schalenfauna im Mergelton »entschieden arktischen Charakter« hat (1865, S. 15), während der Muschelton Reste einer wärmebedürftigeren Fauna enthält. Von den Arten des Mergeltons ist *Portlandia arctica* am bemerkenswertesten, wenn auch SARS diese Art nicht besonders hervorgehoben hat.

die dieses kaum beweisen kann. Gerade dies war allzusehr der Fall bei zahlreichen Forschern, die auf dem von SARS gelegten Grunde weitergebaut haben, ohne seine soliden marinzoologischen Kenntnisse zu besitzen, und daher den biogenen Bestandteilen der Ablagerungen eine Beweiskraft zugeschrieben haben, die sich kaum aufrecht erhalten lässt.

Im 19. Jahrhundert ist das Problem der Entstehungsweise der besprochenen Ablagerungen in Schweden kaum wesentlich seiner Lösung nähergekommen. ERDMANN sagt in seiner bekannten Arbeit »Sveriges quartära bildningar« (1868, S. 34) über die Entstehung der glazialen Schalenbänke: »Die Schalenbänke können, der Beschaffenheit einer grossen Anzahl darin vorkommender Schnecken nach zu urteilen, mit Recht als wirkliche *Strandbildungen* angesehen werden.« Er behauptet auch (op. cit. S. 42), die postglazialen Bänke seien »allezusammen wahre Strandbildungen«.

NATHORSTS bekanntes Lehrbuch »Jordens historia« (1894) fasst das, was man damals hierüber zu wissen glaubte, in dem Satze zusammen: »Wie die Schalenbänke eigentlich gebildet worden sind, ist noch im einzelnen nicht klargelegt; die in denselben eingeschlossenen Arten bekunden aber, dass sie Strandbildungen sind« (op. cit. S. 1036).

W. C. Brögger.

Um die Jahrhundertwende erschien BRÖGGERS umfangreiche, wohlbekannte Arbeit über die quartären Niveauveränderungen des Osloer Gebietes. Die Niveauveränderungen, welche er dort konstatieren zu können glaubt, gründen sich in der Hauptsache auf die Zusammensetzung und Höhenlagen der Nekrozönosen verschiedener Tonschichten.

Die Schalenbänke dieses Gebietes haben BRÖGGER dagegen nicht zu so weitgehenden Schlüssen über Niveauveränderungen veranlasst, wie die Tonschichten. Er glaubt kaum mehr darüber sagen zu können, als dass die Schalenbänke des Osloer Gebietes unter einer ununterbrochenen Regression gebildet seien.

In der Tat hat BRÖGGER der Entstehungsweise dieser Ablagerungen erstaunlich geringe Aufmerksamkeit gewidmet; aus verschiedenen Aussprüchen geht hervor, dass er sie als autogene Gebilde betrachtet (vgl. z. B. op. cit. S. 270). Aus den gleichen Gründen wie SARS nimmt er an, dass sie sich in sehr seichtem Wasser, höchstens im oberen Teil der *Laminaria*-Zone (op. cit. S. 221), abgesetzt haben. Er rechnet durchschnittlich mit einer Ablagerungstiefe von ungefähr 10 m, »was indessen in jedem einzelnen Fall weniger korrekt sein kann, ohne jedoch einen grösseren Fehler herbeizuführen« (op. cit. S. 241). Die Höhe der sog. postglazialen Grenze berechnet er z. B. so, dass er zu der Höhe der höchsten bekannten, als postglazial betrachteten Schalenbank der betreffenden Gegend noch 10 m hinzurechnet (op. cit. S. 393). BRÖGGER hat aber den Versuch unterlassen, die jeder einzelnen Bank entsprechende Strandlage auf Grund der bathymetrischen Verbreitung der vertretenen Arten festzulegen, was jedoch keine Nachteile gezeitigt hat. Mehrere norwegische Quartärgeologen, die man als BRÖGGERS Nachfolger ansehen kann, haben sich aber in weitem Ausmasse diesem Verfahren angeschlossen, wie sie auch weitgehendst — mitunter scheint

es um jeden Preis — versucht haben, die Schalenbänke mit irgendeiner in der Nähe befindlichen Terrasse o. ä. als Strandablagerung angesehenen Bildung, in Zusammenhang zu bringen. Hierbei folgen sie weniger BRÖGGER als vielmehr KJERULF, der, wie erwähnt, schon in den 1870-er Jahren derartige Kombinationen zur Sprache brachte.

Sowohl bei den glazialen wie postglazialen Schalenbänken unterschied BRÖGGER verschiedene Gruppen; bei der Einordnung der Bänke schien es ihm ratsam, diejenigen zusammenzufassen, deren Höhenlage in gewisse Stadien des Steigens des Landes fiel. Er rechnete z. B. als »obere *Mya*-Bänke« alle, die zwischen 0 und 25 % der Landhebung liegen, als »obere *Tapes*-Bänke« alle zwischen 70 und 85 % usw.

SARS' einfache Einteilung der schalenführenden Ablagerungen ist von BRÖGGER zu einem komplizierteren, stratigraphisch-chronologischen System ausgebaut worden. Bei den Schalenbänken gibt ihre Höhe ü. d. M. und die Lage der höchsten Meeresgrenze der betr. Gegend an, zu welcher stratigraphischen Gruppe eine Bank zu rechnen ist. Dabei können Bänke in einer Gruppe zusammengefasst werden, die gut, weniger gut oder schlechtweg gar nicht in den Proportionen ihrer faunistischen Elemente übereinstimmen, welche Elemente BRÖGGER auf tiergeographischer Basis auf 3 Gruppen verteilt hat (Gruppen mit arktischen, borealen und lusitanischen Formen). Bei überwiegender Übereinstimmung in der rel. Zahl der Faunaelemente der respektiven Gruppen seien Bänke synchronisch, mehr oder weniger asynchronisch dagegen, falls die proportionelle Übereinstimmung weniger gut oder mangelhaft ist. Da nach diesen Gründen gewisse jüngere Bänke annähernd synchronisch innerhalb des gesamten Osloer Gebietes (1900, S. 366), eine ältere Reihe dagegen nicht synchronisch über das gesamte Gebiet hin sei (die in den äusseren Teilen der Fjorde liegenden Bänke der älteren Schalenbänke enthalten mehr kälteduldige Formen und müssten daher einem früheren Zeitabschnitt entstammen, als die ein wärmeres Klima voraussetzenden Formen der entsprechenden Schalenbänke im Inneren des Fjordes), schliesst BRÖGGER, dass das Land im Innern des Oslofjordes schneller als in den Aussengebieten gestiegen sei. (Eines der wenigen Male, wo SARS sich über Niveauveränderungen äusserte, sprach er sich mit beinahe gleicher Begründung eben dahin aus.)

Zur Bestandaufnahme und Klassifizierung der schalenführenden Tonschichten hat BRÖGGER umfassende Arbeiten geleistet. U. a. legte er dar, dass die Fauna der glazialen Tonablagerungen nicht so einheitlich sei, wie man sich früher vorgestellt hatte. Mit der Fauna als Basis teilt er sie in folgende Reihen auf: ältere und jüngere *Yoldia*-Tone, sowie ältere, mittlere und jüngere *Arca*-Tone[1], wobei die zuerst genannten die älteren sind. Die Grösse der beiden Leitarten dieser Reihen (*Portlandia arctica* and *Arca glacialis*) nimmt gegen die jüngeren Tonschichten zu ab. Übereinstimmend mit SARS sieht BRÖGGER hierin ein Zeichen für den immer mehr abnehmenden arktischen Charakter des Klimas. Die Grössenminderung der Schalen lässt sich sowohl in vertikaler Richtung in einer Schichtenfolge (von unten nach oben) als auch in horizontaler Richtung zwischen den Ablagerungen (von S nach N) aufweisen, was BRÖGGER folgendermassen erklärt: vier von S nach N aufeinander folgende Endmoränen in SO-Norwegen bezeichnen vier Stagnationsstadien im Rückzug des Eises, und in jedem dieser Stadien häuften sich vor den Endmoränen Tonablagerungen an. Im Tonschlamm

[1] BRÖGGER nahm TORELLS alte Bezeichnungen zweier von ihm unterschiedener schalenführender glazialer Tonschichten auf: *Yoldia*-Ton und *Arca*-Ton.

vor der südlichsten Moräne (dem Ra) existierte zu Anfang eine Fauna, mit u. a. einer grossen, hochglazialen Varietät von *Portlandia arctica*, die jedoch von einer anderen Fauna mit einer kleinwüchsigeren und daher nach BRÖGGERS Ansicht weniger hochglazialen Form der gleichen Art abgelöst wurde. Darauf folgte eine andere glaziale Fauna, deren Leitart eine besonders grosswüchsige Varietät von *Arca glacialis* war. Da nun die grössere Varietät von *Portlandia arctica* ihr Frequenzmaximum bei 20—30 m Wassertiefe (op. cit. S. 72), die kleinere bei 40—60 m (op. cit. S. 114) und *Arca glacialis* bei ungefähr 100 m (op. cit. S. 123) hat, da ferner der ältere *Yoldia*-Ton sich mindestens bis zum Niveau des Meeresspiegels herunter, der jüngere *Yoldia*-Ton bis zu 15 m über dem Meere und der ältere *Arca*-Ton bis 25 m über dem Meere vorfindet, folgerte BRÖGGER hieraus, dass eine fortschreitende positive Strandverschiebung von insgesamt etwa 100 m während der Ablagerung der beiden *Yoldia*- und der älteren *Arca*-Tone vor sich gegangen sei.

Unter den 2 folgenden Stagnationsstadien des Zurückweichens des Eises (den sog. Aas- und Akerstadien) lagerten sich nun keine Schalen der genannten Varietäten dieser Arten mehr ab. Statt ihrer zeigte sich *Arca glacialis* in zwei kleineren Varietäten: die grössere in der mittleren, die kleinere im jüngeren *Arca*-Ton (Distalsedimente der Aas- bzw. Akermoräne). Aus den Höhenlagen dieser schalenführenden Tonschichten im Gelände und der wahrscheinlichen Tiefe, in welcher diese Fauna gelebt hat, hat BRÖGGER den Schluss gezogen, die positive Strandverschiebung habe sich ununterbrochen fortgesetzt, so dass der Strand sich zur Zeit des Aas-Stadiums 150—160 m und zur Zeit des Aker-Stadiums ungefähr 240 m über dem jetzigen Meeresspiegel befunden habe.

— Die positive Strandverschiebung soll jedoch noch bis zu dem Zeitpunkt vor sich gegangen sein, wo das Eis auf seinem Rückzug die Houersætermoräne in Romerike erreicht hat, während danach eine ununterbrochene negative Strandverschiebung eingetreten sei. Zeugnis für die erstere Phase seien nur die glazialen Tonschichten und deren Schalenfauna, für die spätere Phase ausser schalenführenden Tonschichten auch Schalenbänke.

Eine Prüfung der biologischen Voraussetzungen für die Annahme dieser umfassenden positiven Strandverschiebung gibt Veranlassung zu sagen, dass diese schwerlich wohlbegründet sind. Die von BRÖGGER angewandte Methode, die Ablagerungstiefe der Tone festzustellen, ist nämlich besonders unzuverlässig, daher sind auch die Resultate unsicher, wenn BRÖGGER auch bei seinen Deduktionen sorgfältig und bedacht zu Wege ging. Er stützte sich zum nicht geringen Teil auf Wahrscheinlichkeitsschlüsse und statistische Berechnungen. Der Artenkonstellation sowie die Varietätenausformung der Arten wurden mit entsprechenden rezenten Faunen von verschiedenen Abschnitten der europäischen Küste verglichen; bei übereinstimmendem Befund wurden identische Lebensbedingungen, vor allem hinsichtlich der Temperatur, aber auch der Tiefe angenommen. Da jede Art aber einen mehr oder weniger weitgestreckten bathymetrischen Spielraum hat, bestimmte BRÖGGER an Hand der Literaturangaben über die vertikale Verbreitung der betr. Arten und Varietäten die Tiefe, in der sie die grösste Frequenz aufweisen; die fragliche subfossile Fauna dürfte, wie er meinte, in eben derselben Tiefe gelebt haben.

Wie früher dargelegt (S. 65) bestehen Möglichkeiten, das Meeresniveau zur Zeit der Entstehung derjenigen Horizonte submarin angereicherter Ablagerungen recht genau zu berechnen, die in der Algenzone erzeugte biogene Partikel in reichlicheren Mengen enthalten. Dagegen lässt sich die Wassertiefe bei Entstehung eines Horizontes mit Hilfe von autogenen Endobiontenschalen nicht mit derselben Sicherheit erschliessen; solche Formen haben weitgehende Möglichkeiten — immer vorausgesetzt, dass geeignete Sedimente vorhanden sind und dass ihren existenzökologischen Mindestbedürfnissen im übrigen genügt ist —, sich in wechselnder Tiefe aufzuhalten. Gerade derartiges Material bildete die Grundlage für BRÖGGERS Berechnungen der Wassertiefe der hier in Betracht kommenden Tonablagerungen. Freilich können Endobionten eine gewisse Auffassung von der Ablagerungstiefe vermitteln, aber keineswegs so genaue Werte, dass sich daraus so wichtige und schwer bestimmbare Vorgänge wie gerade Niveauveränderungen feststellen lassen.

Seit BRÖGGERS Zeit sind die Beobachtungen über die Umweltbedingungen der Meeresorganismen sowie ihre horizontale und vertikale Verbreitung vermehrt worden. Hier seien einige Ergebnisse der Forschungen der letzten Jahre vor allem bezüglich einer Art angezogen, die in BRÖGGERS Darstellung der spätglazialen Niveauveränderungen eine entscheidende Rolle spielt, nämlich *Portlandia arctica*.

Ausser den wohlbekannten marinzoologischen Untersuchungen von KNIPOWITSCH in den ersten Jahren dieses Jahrhunderts im Weissen Meer, haben neuere Forschungen auf Grönland, vor allem von SPÄRCK (1933) und THORSON (1934) über die Fauna in dem ostgrönländischen Fjordgebiet, u. a. erwiesen, dass *Portlandia arctica* keineswegs, wie BRÖGGER behauptete, ihre Maximalfrequez innerhalb der Zone 20—30 m hat; sie findet sich statt dessen in bedeutend — in mehreren Fällen um ein Vielfaches — grösseren Tiefen. THORSON hat besonders betont (op. cit. S. 44—45), dass die reinsten *Portlandia arctica*-Gemeinschaften in dem milchweissen Wasser ausserhalb von Gletschern und schlammführenden arktischen Flüssen vorkommen. Anscheinend besitzt diese Art, im Gegensatz zu vielen anderen Mollusken, besondere Fähigkeiten, unter den dortigen Lebensbedingungen zu existieren. Man hat die *Portlandia*-Gemeinschaft im engeren Sinne bis zu einer Tiefe von 60 m beobachtet; die Untersuchungen auf Grönland sind aber nicht erschöpfend, daher möchten fortgesetzte Untersuchungen ausserhalb der in tieferem Wasser mündenden Flüsse wie auch ausserhalb von Gletscherbrüchen in einer Wassertiefe von Hunderten von m dort ebenfalls *Portlandia arctica*-Gemeinschaften zu Tage fördern. Dass die Tiefe für das Vorkommen von *Portlandia* kein Hindernis ist, zeigt sich u. a. dadurch (SPÄRCK, op. cit. Tabelle 4), dass diese sich in bedeutenden Mengen (10 Individ. per m^2) in 350 m Tiefe finden, noch dazu in einem Milieu, welches wahrscheinlich nicht das dieser Art zuträglichste ist (die von SPÄRCK in grönländischen Fjorden unterschiedene Foraminiferen-Gemeinschaft).

— Was die übrigen Arten der erwähnten Tonschichten angeht, so liegt deren Maximalfrequenz nach diesen und anderen neueren Forschungen auch nicht innerhalb der Zonen, welche BRÖGGER nach seinen Berechnungen annehmen zu müssen glaubte.

Hier sei hinzugefügt, dass ODHNER auf Spitzbergen (1915, S. 59) feststellte, dass die Grösse gewisser Mollusken dort im direkten Verhältnis zur Tiefe des Wassers zunahm, was auch für *Portlandia arctica* gilt, — ein Forschungsresultat, das im Gegensatz zu BRÖGGERS Auffassung steht. BRÖGGERS Ansicht war, wie erwähnt, dass die in einem niedrigen Horizont vorkommende grosse Varietät dieser Art in seichterem Wasser gelebt habe, als die in einem höher liegenden Horizont vorkommende kleinere Varietät; folglich wäre eine derartige Schichtenfolge während einer Transgression entstanden. — Es dürfte hier das sicherste sein, von Schlussfolgerungen ganz abzusehen, da es sehr fraglich ist, ob auch die oben erwähnten Voraussetzungen wirklich eindeutig sind.

BRÖGGERS Annahme einer spätglazialen Transgression kann sich also nicht auf biologische Tatsachen stützen, was schon früher glaubhaft gemacht worden ist (vgl. HÖGBOM 1920, S. 151 sowie ANTEVS 1921). Es ist hier gesagt worden, dass neuere Forschungen neue Daten zur Frage der vertikalen Verbreitung glazialer Arten ans Licht gebracht haben, aber es darf doch bemerkt werden, dass BRÖGGER in Ansehung gewisser, schon damals zugänglicher Tatsachen sein Material nicht so weit hätte vergewaltigen dürfen, wie er es unleugbar getan hat. Schon eine allgemein-biologische Überlegung über die Gründe des vertikalen Vorkommens mariner Organismen hier genannter Art hätte ihn hindern sollen, einen auch nur für begrenzte Gebiete gültigen allgemeinen Tiefenwert einer Maximalfrequenz zu suchen. M. SARS — der Zoologe — enthielt sich auf ähnlichen Daten gegründeter Betrachtungen über die quartären Niveauveränderungen, obwohl sein Material keineswegs unansehnlich war. KJERULF jedoch — der Nicht-Biologe — begann, wie erwähnt, bald nach dem Erscheinen von SARS' Schriften, Schlüsse über die Strandlagen zu ziehen, welche möglicherweise submarin abgesetzten Schalenablagerungen entsprächen. In diesem Fall folgt also BRÖGGER der von KJERULF eingeschlagenen Linie.

Die während der Regression abgelagerten Tonschichten, die also jünger als der jüngere *Arca*-Ton sind, werden von BRÖGGER als Tiefwasserfazies der Schalenbänke betrachtet. Die Zusammenfassung von Bänken und Tonschichten zu einander äquivalierenden Formationen, z. B. obere *Tapes*-Bänke — *Isocardia*-Ton, untere *Tapes*-Bänke — *Scrobicularia*-Ton, gründet sich auf eine befriedigende Übereinstimmung der Proportionen zwischen arktischen, borealen und lusitanischen Arten. Eine gewisse Ungleichheit dieser Proportionen scheidet hingegen diese Doppelformationen voneinander.

Diese Klassifizierung deckt sich mit BRÖGGERS Bestreben, sämtliche schalenführenden Ablagerungen des Osloer Gebietes in einem einheitlichen stratigraphisch-chronologischen System zusammenzufassen. Es ist aber zweifelhaft, ob dies zwanglos geschehen kann, ohne dass biologische Tatsachen und Anschauungen hinter Statistik und Wahrscheinlichkeitsberechnung zurücktreten müssen. Darüber könnte vielleicht eine nähere Durchsicht, z. B.

der schon von SARS unterschiedenen *Isocardia-* und *Scrobicularia*-Tone, Auskunft geben.

Die Hauptformen dieser Schichten — *Isocardia cor* und *Scrobicularia piperata* — stellen offenbar höchst verschiedene Forderungen in Bezug auf die physikalische Beschaffenheit des Wassers, wie auch auf dessen Gehalt an Nahrungsbestandteilen. Erstere Art scheint am besten in klarem, strömendem Wasser und zwar in grösserer Tiefe zu gedeihen, die andere Art lebt in seichtem Brackwasser. Daher müssen die beiden Tone faunistisch wie auch petrogenetisch getrennt betrachtet werden. Es ist also wohl begründet und voll berechtigt, zum Zwecke der beschreibenden Darstellung — wie SARS es tat — diese faunistisch-genetisch gesonderten Sedimente auseinander zu halten.

Hier sei aber gefragt, inwieweit die von BRÖGGER als *Isocardia-* und *Scrobicularia*-Tone bezeichneten Formationen faunistisch Anlass zu diesen Benennungen geben. Da kein Bericht über die Fauna jeder einzelnen, als *Isocardia*-Ton bezeichneten Ablagerung geliefert wird, sondern nur eine allgemeine Übersicht der Arten dieser Stufe, ist es schwer zu entscheiden, in welchem Ausmasse auch solche Tonablagerungen unter der Bezeichnung *Isocardia*-Ton zusammengefasst worden sind, die keine *Isocardia* enthalten. So viel lässt sich sagen, dass diese Art in den höchsten, als *Isocardia*-Ton bezeichneten Ablagerungen nicht vorkommt (op. cit. S. 458). Das Verzeichnis der für diese Stufe als charakteristisch angeführten Arten gibt ferner an die Hand, dass die unter dem Namen *Isocardia*-Ton zusammengeführten Ablagerungen faunistisch recht heterogen sind. Mit *Isocardia cor* werden nämlich Seite an Seite z. B. *Abra longicallis* und *Macoma balthica* angeführt. Die erstere kommt nur in tieferem Wasser vor, die letztere dagegen ist ja eine typische Seichtwasserart; in Dänemark lebt sie nach JENSEN und SPÄRCK (1934, S. 129) fast ausschliesslich in 2—3 m Tiefe. (Das Vorkommen von Raubformen in etwas grösserer Tiefe (l. c.) — vor allem *Asterias rubens* — macht es u. a. für diese Art unmöglich, in grössere Tiefe vorzudringen).[1]

Aus BRÖGGERS eigenen Aussagen ist ferner herauszulesen, dass keine scharfe faunistische Grenze zwischen den *Isocardia-* und *Scrobicularia*-Ablagerungen im Sinne BRÖGGERS vorhanden ist: »Die in dem *Scrobicularia*-Ton auftretenden Arten kommen wohl alle auch in dem *Isocardia*-Ton vor. — Die Mengenverhältnisse der einzelnen Arten sind aber verschieden« (op. cit. S. 554). Ausserdem wird bemerkt (l. c.), dass *Scrobicularia piperata* eine ziemlich lokal auftretende Art ist; man dürfte nicht erwarten, sie in allen Bildungen des Osloer Gebietes anzutreffen, die zeitlich mit den *Scrobicularia*-führenden Tonablagerungen des Osloer Tales zusammengestellt werden.

[1] Durch Tang- und Eistrift in tieferem Wasser deponierte Seichtwasserendobionten wie *Macoma balthica* kommen in wirklichen *Isocardia*-Nekrozönosen nicht in solchen Mengen vor, dass sie sich als typisch für solche Ablagerungen betrachten lassen.

Man gewinnt daher den bestimmten Eindruck, dass BRÖGGER jüngere, marine Tonablagerungen mit bedeutenden gegenseitigen faunistisch-genetischen Abweichungen unter allzu einheitlicher Bezeichnung zusammenfasst. *Isocardia*- und *Scrobicularia*-Tonschichten im engeren Sinne — geschweige die im Sinne BRÖGGERS — müssen nicht immer als chronologisch gut getrennte Horizonte betrachtet werden. Finden sich solche Tonschichten ausschliesslich auf dem gleichen Niveau vor und war daneben die Strandverschiebung während der Ablagerung ununterbrochen negativ, so ist mit grösster Sicherheit die *Isocardia* enthaltende Schicht als die ältere anzusehen. Im Osloer Gebiet kommen diese beiden Arten oft in derselben Höhenzone vor, *Isocardia* zuweilen sogar in einer noch höher liegenden, weshalb dieser Horizont im allgemeinen als der ältere betrachtet werden muss. Das subfossile Vorkommen dieser Arten im Osloer Gebiet ist aber vertikal so ausgedehnt, dass es nicht unwahrscheinlich ist, dass gewisse niedrig liegende *Isocardia*-Tonschichten sich gleichzeitig mit hoch gelegenen *Scrobicularia*-Schichten gebildet haben; wenn dort auch Schichten mit der letztgenannten Art in der Regel nicht älter als *Isocardia*-Schichten sein dürften, ist es doch nicht unwahrscheinlich, dass solche Tonschichten gleichzeitige, aber vertikal faziesverschiedene Bildungen darstellen können.

Der von BRÖGGER gewählte Ausweg, durch irgendein System Ordnung in das damalige Chaos der Sammlungen und Beobachtungen quartärer mariner Schalenschichten zu bringen, ist verständlich. Doch gibt es keinen begründeten Anlass, einerseits zur Vereinigung von in Wahrheit faunistisch und zeitlich mehr oder weniger heterogenen Tonablagerungen und andererseits zur Koordination solcher Schichten mit besonderen Schalenbankgruppen in ein strikt korrelatives stratigraphisch-chronologisches System.

BRÖGGERS System des Osloer Gebietes wurde ein Norm- und Standardsystem, dem viele norwegische Quartärgeologen bei der Registrierung schalenführender Ablagerungen in anderen Teilen des Landes folgten. Im ganzen betrachtet hat sich die norwegische Quartärgeologie durch den Einfluss von BRÖGGERS Arbeit in hohem Grade gleichrichten lassen. Das hatte u. a. zur Folge, dass kaum ein Forscher versucht hat, das Problem der Genese der schalenführenden Ablagerungen zu lösen; die während dessen in Schweden besonders über die Entstehungsweise der Schalenbänke vorgelegten Ansichten und Beobachtungen wurden daneben beinahe vollständig unberücksichtigt gelassen. Man versuchte nicht selten, das Problem der Niveauveränderungen der betr. Gebiete mit Hilfe von Daten der Schalenablagerungen zu lösen; dabei kam es meistens auf Vergleiche mit den Niveauveränderungen im Osloer Gebiete hinaus, die BRÖGGER geglaubt hatte nachweisen zu können.[1]

[1] Z. B. KOLDERUP für das Bergener Gebiet (vgl. S. 147 f.) und HOLMBOE für Nord-Norwegen (1904).

P. A. Öyen.

Viele von den die norwegische marine Quartärgeologie behandelnden Geologen haben also angestrebt, die Schalenablagerungen ganz Norwegens in das System BRÖGGERS einzureihen. Andere waren aber mit diesem System nicht zufrieden. Einer von ihnen, ÖYEN, hat ein neues, noch imposanteres System konstruiert. Da dieses eine recht bedeutende Rolle in der fennoskandischen Quartärgeologie spielt, sei es hier eingehender erörtert.

Bezeichnend ist die Einteilung des Gebietes zwischen der höchsten Meeresgrenze und dem jetzigen Meeresspiegel in neun Etagen oder Niveaus. Zu einem bestimmten Niveau gehören alle Ablagerungen, deren Strandlage innerhalb der Grenzen des Niveaus liegt. Jedes Niveau benennt ÖYEN nach einer Molluske, die er als für die betreffende Fauna charakteristisch betrachtet, welche nach Absetzung der dem vorhergehenden Niveau angehörigen Deposita eingewandert sei. Faunistische Komplexe wären das Merkmal jeder zu einem gewissen Niveau gehörenden Ablagerung. Jedes Niveau kennzeichne sich auch durch eine bestimmte Neigung; ÖYEN hat den Gradient in mm/km — die »Gradientnormale« — berechnet (1907 D, S. 27), was andeutet, dass er sein System für sehr zuverlässig hält.

ÖYEN hat verschiedentlich darauf hingewiesen, dass sein System selbstständig aufgestellt sei, unbeeinflusst von BRÖGGER, wovon man aber nach einem Vergleich nicht restlos überzeugt ist. BJÖRLYKKE hat schon 1913 die unleugbar bedeutende Übereinstimmung des Umfanges von BRÖGGERS und ÖYENS Niveaus bemerkt, wobei das neue System des letzteren keinen wesentlichen Fortschritt bedeute: BJÖRLYKKE ist daneben der Ansicht, dass in einigen Fällen die neuen Namen für die »Etagen« weniger glücklich gewählt seien, da einige Leitarten — besonders *Pholas candida* und *Trivia europaea* — nicht gerade gewöhnlich in den Ablagerungen der betr. Niveaus vorkommen.

Aus anderen, wichtigeren Gründen kann ÖYENS System ernsthafte Kritik wachrufen. Erstens ist es ohne grundlegende Klarheit über die Genese der Schalenschichtenfolgen aufgebaut; so stellt sich ÖYEN die Entstehung der Schalenbänke als autogen vor, wie auch, dass der Gehalt an und die Art von minerogenen Sedimenten in verschiedenen Horizonten der Schichtenreihen klimatisch (durch höheren Schlammgehalt des Meeres in feuchten Perioden u. dgl.) oder durch »geodynamische« Prozesse (Niveauveränderungen; gröberes Sediment sei ein Zeichen für geringere Wassertiefe als feineres etc.) bedingt sei. Im folgenden ein Beispiel, wohin solche Überlegungen führen können.

In einer Schalenbank des Trondheimer Gebietes von etwa 2 m Mächtigkeit unterscheidet er 6 marine Schichten; 5 aufeinander folgende Niveaus sieht er in dieser Bank vertreten: *Portlandia-*, *Littorina-*, *Pholas-*, *Mactra-* und *Tapes*-Niveau.

»Petrographische und faunistische Verschiedenheit zwischen den verschiedenen Abteilungen zeigt, dass sogar während der Ablagerung des hier zugänglichen Teils viele Schwingungen, *klimatologische oder geodynamische, vielleicht beide,* stattgefunden haben« (1915, S. 333). Die faunistische Begründung für die erwähnte Identifizierung fehlt jedoch weitgehend. Es wird gesagt (1911 B, S. 180), es seien »ein paar statistische Analysen« ausgeführt worden; diese werden aber nicht

einzeln angegeben, sondern werden zu einer Generalanalyse der ganzen Schichtenreihe zusammengefasst (op. cit. S. 181; vervollständigt 1915, S. 334). Aus diesen Artenlisten ist zu ersehen, dass die Leitformen einiger der genannten Niveaus fehlen, wie *Portlandia arctica* und *Pholas candida*; *Tapes pullastra* wurde erst bei der komplettierenden Untersuchung beobachtet. Das Leitfossil des *Tapes*-Niveaus N-Norwegens, *Corbula gibba* (vgl. Hoel 1907, S. 65), ist überhaupt nicht beobachtet worden. Die Unterscheidung eines »mit Ton vermengten Schalensandes« als *Tapes*-Ablagerung gründet sich statt dessen offenbar in erster Linie auf der kürzlich erwähnten Vermutung erhöhter Schlammzufuhr in feuchten Perioden; das *Tapes*-Niveau wird nämlich als feucht bezeichnet. Die Annahme, Schicht 5 — »stark mit Ton vermischt« mit zahlreichen *Saxicava pholadis* — gehöre zum *Pholas*-Niveau beruht sicherlich auf einer entsprechenden Vermutung. — Die Zahl der Schalen der *Mactra elliptica* macht 1,94 % der gesamten Schalen der Generalanalyse aus.

»Diese typische *Mactra*-Bank« 42 m ü. d. M. (1915, S. 340) sei »in mindestens ca. 5 Faden Tiefe« abgesetzt; die Strandlinie hätte in diesem Fall bei 52 m gelegen, was als minimale Höhe des *Mactra*-Niveaus im Trondheimer Gebiet betrachtet wird (op. cit. S. 341). Im Zusammenhang hiermit folgert Öyen, dass eine benachbarte, von Hoel beschriebene und zum *Pholas*-Niveau gezogene Ablagerung dem *Mactra*-Niveau zuzurechnen sei. Aus Hoels Artenverzeichnis (1907, S. 34) ersieht man, dass die dort beobachtete Fauna aus *Littorina littorea, L. obtusata, Polytropa lapillus, Pomatoceros tricuspis, Cardium fasciatum* und *Mya truncata* besteht. Diese sehr allgemeinen Arten liefern keinen Beweis für die Zugehörigkeit der Bank weder zu dem einen noch zu dem anderen Niveau.

Beispiele der genannten Art könnten sehr zahlreich angeführt werden, aber ich darf meine Darstellung nicht mit einer Aufrechnung ähnlicher Fälle belasten. Noch eines sei aber betrachtet.

Öyen hat in den meisten Fällen den Schichtenbau schalenführender Ablagerungen gewissenhaft studiert und aufgezeichnet. Die einzelnen Schichten sollen in der Regel Ereignisse beachtlichen Ausmasses bekunden; ein Beispiel hierfür bietet eine Schichtenserie bei Kilebu (1908 C, 1912 und 1916 [S. 221 f.]).

Diese misst 401—411 cm; ihr mariner Abschnitt (287 cm) enthält 21 Schichten. Die oberste von ihnen ist eine 105 cm mächtige Schalenbank. Darunter folgen 20 Tonschichten (zusammen also 182 cm), von denen jede zweite *Mytilus* führe; die Mächtigkeit dieser Schichten variiert zwischen 1,5 und 29 cm. Darunter liegen 100—110 cm Grundmoräne und Sand.

Öyen glaubt nun, in dieser Schichtenserie Sedimente aus der Ra-Zeit, 4 Eisvorstösse (Aas-, Aker-, Romerik- und Hauersæter-Stadien), 4 Interstadial-Perioden (Söring-, Sveneng-, Bentse- und *Portlandia*-Perioden) sowie das *Littorina*-Niveau unterscheiden zu können. Letzteres sei durch die oberste Schicht — die Schalenbank — vertreten, welche nach einem Bericht (1908 C, S. 103) 11 Arten enthält, sämtliche besonders häufig in spätglazialen Ablagerungen. Die Höhe des Fundsorts ü. d. M. fällt indessen in die als *Littorina*-Niveau bezeichnete Zone. Die 20 reinen, resp. *Mytilus*-führenden Tonschichten sollen sich auf 6 aufeinander folgende Perioden (Sveneng-Periode bis *Portlandia*-Niveau) verteilen, was Öyen deshalb für denkbar hält, weil er diese Perioden als »dicho-

tome« ansieht, d. h., dass regelmässige Klimaoszillationen mit sie begleitender, wechselnder Schlammzufuhr innerhalb jeder Periode stattgefunden haben. Derart werden jeweils 4 Schichten zusammengefasst mit Ausnahme der Sveneng-Periode, der nur 3 zuerkannt werden, und des *Portlandia*-Niveaus, welches trotz besonders betonter »Dichotomität» nur als durch eine Tonschicht gekennzeichnet betrachtet wird; dasselbe ist ausserdem noch fossilfrei. Die obersten 10 cm der minerogenen Basalschicht (insgesamt 90 cm) sollen zum Aas-Stadium gehören, die unteren 80 cm zur Söreng-Periode; der darunter liegende Sand (10—20 cm) rühre noch aus der Ra-Zeit her.

Ein solches Beispiel, nur eines von vielen, beweist, dass ÖYEN sein System überfolgert hat. Eine Durchsicht seiner Arbeiten ergibt, dass jede Schicht einen Platz in seinem System finden kann. Die Einordnung wurde schliesslich Selbstzweck; es scheint, als ob es eine Prestigefrage für den Begründer des Systemes geworden wäre, auch jeder quartärgeologischen Erscheinung einen Platz im Rahmen seines Systemes anzuweisen (vgl. S. 10).

Nicht oft ist ÖYENs System kritisch gewürdigt worden[1]; BJÖRLYKKE stellte sich aber ziemlich vorbehaltsam; ferner hat NORDHAGEN ÖYENs Einreihung der norwegischen Kalktuffe in das System kritisiert. Auf NORDHAGENs diesbezügliche Anmerkung erwiderte ÖYEN, auf sein System anspielend (1924 E, S. 381): »Die beste Theorie ist diejenige, welche die grösste Anzahl Beobachtungen zusammenfassen kann.« Das ist gewiss wahr, in der Regel gibt es aber mehr als eine Auslegung für jede Beobachtung; es kann z. B. nichts schaden, den Fall »Kilebu« von einem anderen Gesichtspunkt als dem ÖYENs zu betrachten. ÖYEN selbst gibt keinerlei Beschreibung der topographischen Verhältnisse des Ablagerungsplatzes; aus einer alten Schilderung von SARS (1865, S. 8) geht aber hervor, dass dieser sich in einem kupierten Berggelände findet. *Mytilus* dürfte also in unmittelbarer Nähe des Ablagerungsplatzes edaphische Existenzmöglichkeiten gehabt haben. Aus ÖYENs Bericht über das Profil (1916 S. 125) gewinnt man die Vorstellung, nur jede zweite Schicht sei *Mytilus*-führend, was jedoch unrichtig ist; aus einer früheren Beschreibung der Schichtenfolge (1912) ersieht man, dass sie durchgehend *Mytilus*, wenn auch in wechselnder Frequenz enthält. Eine *Mytilus*-Fauna dürfte also während des ganzen Verlaufs der minerogenen Sedimentation in der Nähe des Platzes existiert haben, an dem das Profil blossgelegt wurde. Wenn man weiss, welch einzig dastehendes Vermögen Mollusken besitzen, Verunreinigungen des Wassers auszuhalten (vgl. WILHELMI 1912) darf man es als möglich ansehen, dass diese Fauna ununterbrochen auch in Perioden mit stärkerer Zufuhr minerogener Feinpartikel fortgelebt hat. Woher letzteres Material nun stammt, diese Frage lässt sich nicht so leicht beantworten; nach ÖYEN könnte man sich denken, dass es direkt glazigenen Ursprungs sei; indessen dürfte die ganze Tonschicht eher ein Umsedimentationsprodukt sein. Bei den umfangreichen Tonformationen des Osloer Gebietes müssen Abtragungs-

[1] Siehe doch HOLTEDAHL 1924.

prozesse verschiedener Art starke Möglichkeiten gehabt haben, Feinsedimente zu mobilisieren. Die in vielen Fällen nur wenige cm dicken Tonränder der Kilebu-Serie dürften sogar in sehr kurzer Zeit gebildet worden sein.[1] Verwunderlich, dass ÖYEN eine sehr lange Zeitspanne für die Entstehung der 1,82 m mächtigen Tonschicht voraussetzt. In einer seiner Arbeiten über das Profil von Kilebu (1916, S. 224) sowie in einer späteren (1922, S. 182 f.) äussert er, es lägen mehr als 30 000 Jahre zwischen dem Ende des Ra-Stadiums und dem *Portlandia*-Niveau. Zudem sollte das Kilebu-Profil ausser diesem Zeitabschnitt noch das *Littorina*-Niveau umfasst haben.

Aus der reichhaltigen Sammlung von Exempeln der »Einordnung ins System um jeden Preis« sei u. a. hervorgehoben, dass z. B. in einem Falle das *Pholas*-Niveau — bei dem der es kennzeichnende faunistische Komplex fehlt —, auf Grund seines hohen Gehaltes an *Mytilus* bestimmt werden kann; gleichzeitig fehlt *Mytilus* in einer zum *Mytilus*-Niveau gerechneten Ablagerung gänzlich (1913 D, S. 10). In einem Falle wird eine Schicht mit *Pecten septemradiatus* dem *Mytilus*-Niveau zugerechnet (z. B. 1924 C, S. 178 und 1913 E, S. 29); in einem anderen Falle ist diese Art ein Kriterium für die Zugehörigkeit einer Ablagerung zum *Tapes*-Niveau (1909 B, S. 42) und in noch einem anderen zum *Pholas*-Niveau (1908 E, S. 18). In solchen Fällen wird die These von den »substituierenden Leitformen« (1908 D, S. 31) zu weit getrieben, was auch von den, an Hand einer einzigen »ubiquitären« Art ausgeführten umfassenden Korrelationen gilt (z. B. 1909 C, S. 250 u. 1911 D, S. 10).

ÖYEN (1924 D, S. 723) gibt an, die quartären marinen Schalenanhäufungen Westschwedens stimmten, nach seinen auf einer Reise gesammelten Erfahrungen, mit denen Norwegens überein — was ich keineswegs bezweifle, ebensowenig, wie dass es ÖYEN irgendwie gelingen würde, die Schalenbänke Westschwedens in sein System einzuordnen.

Neben BRÖGGERS System ist das ÖYENS von den norwegischen Quartärgeologen bei der Klassifizierung schalenführender Ablagerungen in verschiedenen Teilen Norwegens vielfach angewandt worden. ÖYENS Niveauangaben wurden als zuverlässig angesehen, ohne dass die Beobachtungen, auf denen jene basierten, einer doch recht notwendigen, kritischen Betrachtung unterzogen worden wären; man hat sich von Anfang an darauf eingestellt, die untersuchten Schichtenfolgen in möglichst genaue Übereinstimmung mit diesem System zu bringen. Ein Beispiel hierfür aus den späteren Jahren ist A. SAMUELSENS Beschreibung zum Kartenblatt Flesberg und Eiker (N. G. U. Nr. 143, Oslo 1937). Eine ältere Untersuchung dieser Art ist die von HOEL 1907.

[1] Eine so einförmige Fauna wie die von ÖYEN mitgeteilte, wäre im übrigen kaum zu erwarten, wenn die Tonschicht wirklich während längerer Zeit abgelagert wäre.

ÖYENS System erhielt besondere Aktualität, als TANNER in seiner Arbeit 1930 über das ozeanische Strandlinien-System Fennoskandiens starkes Gewicht darauf legte, »die führenden Strandflächen in Beziehung zu den paläontologisch charakterisierten Etagen zu bringen« (op. cit. S. 357). Nicht weniger als 85 von ÖYEN im Trondheimer Gebiet gemachte Beobachtungen haben zur Grundlage von TANNERS Konstruktion epeirogenetischer Diagramme gedient (op. cit. S. 360—362). Diese Etagen sind indessen nicht, was TANNER »paläontologisch charakterisiert« nennt.

Das *Mytilus*-Niveau wird durch 11 beobachtete Höhenlagen gekennzeichnet; keine davon ist jedoch faunistisch belegt.

Für das *Portlandia*-Niveau werden 22 Höhenlagen angegeben, ebenfalls ohne faunistische Belege. TANNER behauptet (op. cit. S. 360) zu Unrecht, dass 2 Örtlichkeiten (Nord-Tömme und Tanheim) durch für das Niveau typische Fossilien gekennzeichnet wären. In der Folge mariner Terrassen bei Nord-Tömme wurden Fossilien nur in einer Terrasse (64,1—67,4 m) wahrgenommen (ÖYEN 1910 A, S. 28), nämlich *Portlandia arctica*, *P. lenticula* und *Balanus crenatus*; diese Terrasse gehört aber nach ÖYEN (1915, S. 265) dem *Tapes*-Niveau an, während die Terrasse in Nord-Tömme, die das *Portlandia*-Niveau (182,4 m) kennzeichnen soll, keine Fossilien enthält. Die andere Lokalität (Tanheim) wird als »eine grosse, weitgestreckte Schutt-Terrasse« bezeichnet (ÖYEN 1911 B, S. 87); Schalenfunde sind nicht erwähnt.

Auch das *Littorina*-Niveau sei durch 22 beobachtete Höhenlagen charakterisiert, von denen 2 für dieses Niveau bezeichnende Formen enthalten sollen. An einer dieser beiden Fundstellen wurde (op. cit. S. 103) *Mya truncata*, *Saxicava pholadis* und *Zirphaea crispata* wahrgenommen, an der anderen fand man *Saxicava pholadis* und *Balanus crenatus* (op. cit. S. 108). Offenbar fehlen *Littorina*-Arten, während die übrigen in mehreren anderen Niveaus vorkommen können.

Pholas-, *Mactra*- und *Tapes*-Niveaus — insgesamt 8 beobachtete Höhenlagen — sind nicht faunistisch gekennzeichnet.

Von den 11 beobachteten Höhenlagen des *Trivia*-Niveaus sollen 2 von für es typischen Fossilien charakterisiert sein. In dem einen Falle (1910 A, S. 74) sind es *Mytilus edulis*, *Cardium edule*, *Macoma balthica* und *Littorina littorea*, im anderen Falle ist die Artenliste (1911 B, S. 144) umfassender (22 Arten), enthält aber nicht den faunistischen Komplex, den ÖYEN mehrfach als charakteristisch für das *Trivia*-Niveau nennt, nämlich: *Trivia europaea*, *Conulus millegranus* und *Lima loscombi*. Es soll jedoch bemerkt werden, dass diese Artenkonstellation in einer Ablagerung der Umgegend vorkommt (HOEL 1907, S. 59).

Das *Ostrea*-Niveau (2 Etagen, nach TANNER) enthält nicht die kennzeichnenden Leitformen dieses Abschnittes (11 Beobachtungen).

Aus dem gesagten geht hervor, dass sich die Etagen des Trondheimer Gebietes kaum, wie TANNER es nennt, als »paläontologisch charakterisiert« bezeichnen lassen; in diesem Zusammenhang wollen wir prüfen, inwieweit dies auch für die Niveaus des Osloer Gebietes — des Typengebietes — gilt.

Die Unterscheidung der *Mytilus*- und *Portlandia*-Niveaus basiert auf einer einzigen Schichtenfolge, nämlich der bei Skaadalen in der Nähe von Oslo (1909 D).

Öyens Darstellung ist keineswegs überzeugend, vielmehr finde ich, dass Björlykke völlig recht hat (1913, S. 156): »Das letztgenannte Niveau (*Portlandia*-Niveau) ist nicht so einwandfrei in seiner Form umrissen und untersucht, dass man es gutheissen könnte.« (Vgl. auch die Kritik Holtedahls 1924).

Zum Beweis beruft sich Öyen auf einen *Mytilus*-führenden Sand, der durch irgend einen gewaltsamen Vorgang in eine *Portlandia* enthaltende Tonschicht eingelagert sei (1915, S. 290); dies geht jedoch nicht aus der Primärbeschreibung (1909 D, S. 8—9) hervor. Selbst wenn der *Mytilus*-Sand älter als der *Portlandia*-Ton sein sollte — nach Öyens Beschreibung zu urteilen ist dies zweifelhaft —, so reicht dieses eine vage Beispiel nicht hin, um darauf wichtige Teile eines stratigraphischen Systems aufzubauen.

Die Grenze zwischen *Portlandia*-Niveau und *Littorina*-Niveau sei deutlich ausgebildet (1915, S. 313). *Portlandia*-führende Ablagerungen, als Akkumulationsterrassen in Nähe des damaligen Meeresspiegels abgesetzt betrachtet, sollen sich im Innern des Oslo-Fjordes nicht unterhalb 170 m ü. d. M. finden, während die obere Grenze des *Littorina*-Niveaus — eine Schalenbank — bei 175 m liege.

Die Richtigkeit der obigen Angaben betreffs des *Portlandia*-Niveaus lässt sich bezweifeln, denn in einer früheren Abhandlung (1903, S. 7) behauptet Öyen, *Portlandia*-führende Tone ausserhalb der Moränen der Binnenseeperiode — also Moränen direkt N von Oslo — kämen in Höhenzonen von 100—180 m vor. Brögger macht solche Schichten (1900, S. 114) in der Gegend von Tönsberg unmittelbar S von Oslo in einer Höhe von höchstens 15 m über dem Meere namhaft. Es ist ja auch ganz natürlich, dass sich *Portlandia*-führende Tone in stark wechselnden Tiefen ablagern konnten (vgl. S. 297).

Die obere Grenze des *Littorina*-Niveaus bilde eine Schalenbank, deren Höhe ü. d. M. auf 175 m geschätzt wird[1] (1906 D, S. 91 und 1907 C, S. 60); die untere Grenze sei ebenfalls eine Schalenbank 130—135 m ü. d. M. (1907 C, S. 27). Das Niveau werde durch 15 Schalenbänke (1907 C, S. 60) charakterisiert, von denen 5 die Leitform *Littorina littorea* nicht enthalten. Nach einer quantitativen Analyse der Fauna in einer der 15 Schalenbänke (1907 C, S. 40—41) macht *Littorina littorea* anteilig 2,29 %, gewichtmässig 0,51 % der untersuchten Schalenmenge aus. In der von Öyen (1907 C, S. 60—61 und 1915, S. 312—313) als »eine sehr deutlich charakterisierte und ziemlich bestimmt abgegrenzte Formengruppe« bezeichneten Fauna des *Littorina*-Niveaus gibt es kaum eine einzige Art, die sich nicht in anderen, jüngeren Niveaus wiederfindet. — Auch wenn man die faunistische Einheitlichkeit des *Littorina*-Niveaus mit starkem Vorbehalt anerkennen könnte, so lässt sich gleichwohl die Abgrenzung der Niveaus auf Grund der Höhenlagen »eigentlicher Schalenbänke« (1906 D, S. 81) niemals gutheissen, da es nicht bekannt ist, ob die betr. Formationen in Strandlage oder in irgendeiner Tiefe abgesetzt sind.

Die Grenzen des *Pholas*-Niveaus wurden folgendermassen berechnet: die untere Grenze durch Zusammenrechnen der Höhe der Ablagerung ü. d. M. und des Masses der Tiefe, in der, nach dem Befund zu schliessen, eine Fauna mit u. a. *Pholas candida* gelebt hat (»mindestens 5, möglicherweise bis zu 10 Faden«). Die obere Grenzlinie bildet eine fossilienfreie Terrasse (1907 D, S. 12), welche die Strandlage einer *Pholas*-führenden, bedeutend niedriger liegenden Ablagerung angäbe (op. cit. S. 11). *Pholas* fehlt in den übrigen als Typlokalitäten des *Pholas*-Niveaus angegebenen Ablagerungen; *Cardium edule* —

[1] Da das *Portlandia*- und das *Littorina*-Niveau um etwa 5 m in einander übergreifen, nimmt Öyen eine Transgression von ungefähr 5 m an, wofür offenbar jegliche Begründung fehlt.

eine andere als charakteristisch bezeichnete Art — kommt hingegen allgemeiner vor. *Arcinella plicata* und *Montacuta bidentata*, die in einer späteren Arbeit unter anderen Arten als für das Niveau typisch angegeben werden (1915, S. 324), fehlen vollständig.

Das *Mactra*-Niveau ist schon früher besprochen worden (S. 302).

Die obere Grenze des *Tapes*-Niveaus ist durch eine Lokalität ermittelt worden (1905), wo er »einige wenige Bruchstücke und ein kleines, junges Exemplar einer Form fand, die als *Tapes decussatus* Lin. zu bestimmen sein dürfte« (op. cit. S. 8). Auf welche Daten die untere Grenze des Niveaus sich gründet, liess sich trotz genauen Suchens in Öyens Schriften nicht herausfinden.

Die Typlokalität des *Trivia*-Niveaus ist Svelvik (1909 A), »eine ziemlich mächtige Schalenbank« (op. cit. S. 3), in einer Landschaft mit ausgeprägter Bruchtopographie gelegen (op. cit. S. 4). Als die obere Grenze des Niveaus gilt eine kleine Terrasse — ca. 2 m über der Schalenbank liegend —, welche seine Strandlage darstelle (op. cit. S. 4); der faunistische Komplex des Niveaus ist vertreten. In diesem Fall wird die obere Grenze mit 42,4 m angegeben, in späteren Arbeiten wird, soviel ich feststellen konnte, ohne nähere Begründung die Grenze bei 45 sowie 47 m gezogen.

Das *Ostrea*-Niveau wird durch 26 mehr oder weniger tonhaltige Schalenablagerungen gekennzeichnet, von denen 16 sublitorale Ablagerungen in 1 bis 1 ½ Faden Tiefe abgesetzt sein sollen. Die Höhe variiert zwischen 1—2 und 35 m ü. d. M. (1907 B). Übrige sind schalenführende, in verschiedener Tiefe abgesetzte Tonablagerungen.

In 8 von den 16 genannten Ablagerungen fehlt *Ostrea edulis*, die statt dessen als für das *Tapes*-Niveau (z. B. 1911 D, S. 10) typisch bezeichnet wird. Die obere Grenze des Niveaus scheint in der Hauptsache durch 4 Schichtenfolgen, 18—20 m ü. d. M. gelegen (1907 B, S. 14—20), bestimmt zu sein; 2 von diesen könnte man auf Grund der Schilderungen der Fundorte Bestumhöjden (op. cit. S. 14) und Hukallé (op. cit. S. 17) als submarin abgesetzte Progradationsterrassen ansprechen. Die Höhe der »Bruchkante« der Terrasse, d. h. ihre Berührungsstelle mit dem SO-Abhang eines unmittelbar daneben liegenden Bergplateaus wird als Strandlage angegeben und gilt als oberste Grenze des *Ostrea*-Niveaus (20 m ü. d. M.; später, z. B. 1924 C, wird 22 m angegeben).

Diese »Bruchkante« als der Ablagerung entsprechende Strandlage anzusehen, ist mit unserer Kenntnis der Entstehungsweise derartiger Ablagerungen nicht vereinbar. Wahrscheinlich lag der Strand bedeutend höher, indessen können wir über seine Lage nichts mit Sicherheit sagen, da hierfür notwendige Daten nicht vorliegen.

Um klarzustellen, inwieweit faunistische Verschiedenheit zwischen den in Frage kommenden, höher als 20 m — die obere Niveaugrenze — liegenden Ablagerungen und den niedrigeren besteht, wurden in übersichtlicher Form die zerstreuten Artenlisten zusammengestellt, welche in Öyens Bericht über das *Ostrea*-Niveau vorkommen. In seinen 26 Ablagerungen nahm Öyen 81 Arten wahr, von denen keine allen Fundstellen gemeinsam ist. *Mytilus edulis* ist an 17, *Ostrea edulis* an 16, *Littorina littorea* an 13, *Corbula gibba* an 12, *Abra alba* und *Cardium fasciatum* an 10 Lokalitäten vertreten usw. 63 Arten finden sich an 5 oder weniger Lokalitäten (24 nur an 1 Lokalität), folglich ist die faunistische Einheitlichkeit der Typlokalitäten nicht auffallend gross. Eine Durchsicht der Angaben von Brögger über das Vorkommen der erwähnten 81 Arten im Osloer Gebiet zeigt, dass nicht eine einzige Art auf Öyens *Ostrea*-Niveau beschränkt ist. Nicht weniger als 69 davon sind bereits auf dem Niveau der *Ostrea*-Bänke

Brøggers (1900) (ältere *Tapes*-Zeit [1905]) vorhanden. Im Osloer Gebiet nehmen die hierher gehörigen Bänke Höhenlagen von 33—56,5 m ü. d. M. ein (Brøgger 1900, S. 377). 8 Arten kommen in den oberen *Tapes*-Bänken Brøggers vor und sind in Bänken von höchstens ca. 28—32 m beobachtet worden (op. cit. S. 402—419). 2 Arten (*Isocardia cor* und *Turitella terebra*) sind von Brøggers sog. *Isocardia*-Ton, der sich bis zu 55 m vorfinden soll, bekannt. Eine Form — *Rissostomia octona* — ist unsicher und von Brøgger nicht mitaufgenommen. Auch kann ich keine faunistischen Gründe finden, ein besonderes *Ostrea*-Niveau im Sinne Öyens zu unterscheiden.

Aus der obigen Erörterung dürfte hervorgehen, dass Öyen die meisten Niveaus innerhalb des Typengebietes mit unzureichender faunistischer und unrichtiger geologischer Begründung unterscheidet. Bei den oberen Grenzen dieser Niveaus ist es nicht unzweideutig bewiesen, dass sie die höchsten Strandlagen jeweiliger als faunistisch charakterisiert betrachteter Perioden angeben. Tanner, der nicht bezweifelt, dass die oberen Grenzen der Niveaus wirklich Strandlagen bezeichnen, stellt fest (1930, S. 367—370), dass die Koordination der paläontologischen Etagen und der in Fennoskandien hervortretenden Isobasenflächen befriedigend ist; er folgert hieraus, dass ein Spiel des Zufalls ausgeschlossen scheine, und gibt mit diesem abschliessenden Satz seiner Meinung Ausdruck, dass die paläontologischen Belege für das Alter der Etagen vollgültig und zuverlässig seien. Ich hingegen neige dazu, diesem Satz eine andere Bedeutung zuzumessen.

Bekanntlich weist die Gegend um Trondheim ausserordentlich gut ausgebildete, in bestimmten Höhenlagen gruppierte quartäre Strandlinien auf. Es ist ganz natürlich, dass, wenn nun die grundlegenden Prinzipien der epeirogenetischen Diagramme allgemeine Gültigkeit haben, diese Strandlinien in ein solches Diagramm der hervortretenden Isobasenfläche Fennoskandiens eingefügt werden konnten. Da aber die »Niveaus« des Osloer Gebietes, von denen es keineswegs bewiesen ist, dass sie ein Strandliniensystem um Oslo bilden oder den festgestellten Isobasenflächen Fennoskandiens gleichwertig sind, dessen ungeachtet prinzipiell recht gut mit diesen übereinstimmen, sei gefolgert, dass dies in einem Spiel des Zufalls oder anderen Umständen begründet ist.

Unten sei versucht, diese Verhältnisse näher zu beleuchten, und dazu kann die Kenntnis dienlich sein, in welcher Reihenfolge das Resultat von Öyens Forschungen zustande gekommen ist. Aus der vorhergehenden Darstellung dürfte hervorgehen, dass man nicht ohne irgendeine Voraussetzung die Grenzen der Niveaus im Sinne Öyens' im Osloer Gebiet finden kann; die Voraussetzungen Öyens gründeten sich indessen auf frühere Studien des Trondheimer Feldes, wie an einigen Stellen hervortritt. Er sagt (1908 D, S. 3), dass es im Trondheimer Gebiet »ihm zum ersten Mal gelungen sei, eine einigermassen klare Vorstellung über mehrere dunkle Punkte der quartären Geschichte unseres Landes durch Studien an Ort und Stelle 1900 und 1901 zu gewinnen«. — — »Die Resultate, die ich in den genannten

Jahren in der Gegend von Trondheim erhielt, haben auf mehrfache Art meine Untersuchungen in den südöstlichen Teilen unseres Landes beeinflusst.» 1915 S. 3 heisst es: »Die neugewonnene Einsicht in den Charakter und die Zusammenhänge der Quartär-Ablagerungen unseres Landes, welche diese Untersuchungen« — 1900 und 1901 — »mir gaben, machten wiederum neue und systematischere Forschungen in der Umgebung des Kristiania-Fjordes notwendig, um ein zusammenhängenderes Bild der Verbindungen zwischen den interessanten quartärgeologischen Verhältnissen in den nördlichen und südöstlichen Teilen unseres langgestreckten Landes zu erhalten.«

Wenn sich ein dem Trondheimer entsprechendes Strandliniensystem im Osloer Gebiet wiederfindet, so ist es dort bei weitem nicht so deutlich. ÖYEN bestimmte in der Regel auch keine Strandlinien, er betrachtete statt dessen gewisse Schalenbänke und andere in grösserer oder geringerer Tiefe abgesetzte Schalenablagerungen als Strandbildungen, während er die Strandlage anderer festzulegen versuchte. Da aber, wie gezeigt, dabei nicht folgerichtig vorgegangen wurde, haftet den solcherart abgeleiteten Ergebnissen starke Unzuverlässigkeit an.

Die Verteilung der Faunaelemente in den Schalenablagerungen des Osloer Gebietes motiviert, wie nachgewiesen, auch kaum eine Aufteilung derselben in gerade die neun Gruppen, von denen jede einzelne ein »Niveau« charakterisieren soll. Nur schwer kann ich mich des Gedankens erwehren, dass die »Niveaus« von Oslo tatsächlich zu einem sehr beträchtlichen Teil abgegrenzt wurden im Hinblick auf Übereinstimmung mit den deutlich gekennzeichneten Strandlinien des Trondheimer Feldes. (In diesem Zusammenhange sei daran erinnert, dass keine einzige der erwähnten 85, in vielen Fällen als Strandterrassen ausgebildeten Vergleichsablagerungen von Trondheim, auf die sich TANNER bezieht, zu den »Niveaus« von Oslo gestellt werden kann, was faunistische Daten angeht[1].) Die im Jahre 1915 — also nachdem die neun »Niveaus« des Osloer Gebietes abgegrenzt und benannt worden waren — gemachte »Zurückbeziehung« auf die Strandlinien des Trondheimer Feldes bedeutet nur, dass die letzteren mit Namen belegt wurden. Die Strandlinien hätten aus den genannten Gründen doch mit grösserer Berechtigung mit neutraleren Bezeichnungen (z. B. Buchstaben oder Ziffern) versehen werden können.

Die beträchtliche Übereinstimmung zwischen den »Niveaus« des Osloer Gebietes und den fennoskandischen Isobasen ist um so bemerkenswerter,

[1] Eine von ÖYEN (1924 C) aufgestellte Korrelation zwischen Niveaus des Osloer Gebietes einerseits und quartären Formationen des Romsdaler Feldes andererseits, weist ebenfalls beträchtliche Übereinstimmung in Bezug auf die Etagen auf, doch keineswegs bezüglich der Fauna. — Die Niveaus des Romsdaler Feldes scheinen wirklich Strandbildungen zu sein, gleichwertig denen des Trondheimer Feldes; dies erklärt auch die weitgehende Übereinstimmung mit den »Niveaus« von Oslo.

als sich diskontinuierliche tektonische Bewegungen im Osloer Gebiet in postglazialer Zeit vermuten lassen (vgl. TANNER, op. cit. S. 367).

Geringfügigere Inkongruenz zwischen gewissen Etagengrenzen und Isobasen schreibt TANNER Messungsfehlern infolge unzuverlässiger Messinstrumente (Aneroid) sowie dem Umstand zu, dass »die marinen Akkumulationsterrassen in einiger Tiefe unter dem Meeresspiegel sich abgesetzt haben« (op. cit. S. 362). Diese Inkongruenz dürfte jedoch eher von Fehlerhaftigkeit — kleineren Umfangs — in den Konstruktionen des Systems selbst herrühren.

Ein Zweck der obigen Erörterung ist, die Aufmerksamkeit darauf zu lenken, dass ÖYENS System in allzu grossem Umfange kritiklos gutgeheissen wird. So gründet sich die von TANNER besonders hervorgehobene Übereinstimmung der »paläontologischen Etagen« und der fennoskandischen Isobasen nicht auf eine kritische Würdigung des tatsächlichen Unterbaus und der Tragfähigkeit dieses Systemes. Dass TANNERS Entwürfe epeirogenetischer Diagramme durch diese recht fiktiven Daten nicht bestätigt werden können, dürfte nach dem gesagten deutlich sein.

Es sei hinzugefügt, dass ÖYENS Schriften nicht zu kritischer Betrachtung einladen. Überhaupt ist es eine besonders langwierige und Ausdauer heischende Arbeit, sich aus seinen vielen, nicht immer leicht zugänglichen Schriften einen Überblick über das Material und die Beobachtungen zu verschaffen, die seinem System zu Grunde liegen; eine Prüfung seiner Beweisführung kann die Geduld ebenfalls auf eine harte Probe stellen, nicht zum wenigstens deshalb, weil seine Schriften hochgradig »an formellen Mängeln leiden«, wie sein Schüler A. HOEL sagt (HOEL 1917, S. 485).

»Interglaziale« Schalenablagerungen Norwegens.

Mehrere norwegische Quartärgeologen scheinen sehr geneigt zu sein, gewisse Schalenablagerungen als interglaziale Bildungen zu deuten; in diesem Zusammenhang nehme ich mir die Freiheit, einige Überlegungen über die Berechtigung dieser Interpretation anzustellen.

Die fraglichen Schalenvorkommen sind im allgemeinen von rein minerogenen, als Moränen gedeuteten Schichten bedeckt; die Fauna der Schalenschicht muss, um als interglazial betrachtet werden zu können, ein »wärmeres« Gepräge haben. In vielen Fällen ist zu fragen, ob derartige, als interglazial angesehene Schichten wirklich eine solche Bezeichnung zulassen; der springende Punkt ist dabei die Feststellung der Entstehungsweise der minerogenen Deckschicht. Hier erhebt sich zunächst die Frage, ob die Schicht sich in ihrer ursprünglichen Lage befindet oder sekundär abgesetzt ist, in welch letzterem Falle die Masse entweder in ihrer Gesamtheit transportiert oder Partikel auf Partikel umgelagert sein kann.

Nach Photographien derartiger Schichtenfolgen bei NUMMEDAL (1924, z. B. Fig. 18, S. 109) scheint der Moränencharakter deutlich zu sein, auch habe ich keine Veranlassung, UNDÅS' Angabe (1942, S. 104) anzuzweifeln,

dass »das, was wie eine Moräne aussieht, auch wirklich eine Moräne ist.« Nirgends wird indessen m. W. die Möglichkeit erwogen, dass diese Moränen verrutscht sein könnten. Die Topographie der Umgegend, in welcher Deposita der genannten Art studiert wurden — vor allem der Bereich Jäderen-Kristiansund — scheint mir doch für Abrutschbewegungen günstig zu sein. Die meistenteils wenig mächtigen Moränendeckschichten schliessen sich in der Regel unmittelbar an steil abfallende Bergwände an. Sowohl aus NUMMEDALs wie auch UNDÅS' Berichten ersieht man, dass die Lage der Moränen mit einer verrutschten Schicht einer nordbohuslänischen Schichtenreihe (HESSLAND 1942, Fig. 8: D) identisch sein kann, also am Fusse der O-Seite von — im grossen gesehen — zur Küstenlinie parallelen Tälern. In der submarinen Periode solcher Gegenden müssten die abwärts gerichteten Komponenten der Klippenbrandung dazu beigetragen haben, mehr oder weniger labil liegende glazigene Ablastungsprodukte in Verschiebung zu bringen, was das Ergebnis haben muss, dass unterhalb befindliche Schalenmassen überdeckt wurden (vgl. S. 117).

Ich habe keine eigene Erfahrung davon, inwiefern Solifluktion zur Entstehung moränenähnlicher Schichten führen kann: nach DE GEER (1919) scheint dies indessen nicht ausgeschlossen.

Bei gewissen anderen, als Glazialbildungen gedeuteten Kies- und Sandmassen auf schalenführenden marinen Schichten lässt sich vermuten, dass es sich nicht immer um in ihrer Gesamtheit verschobene Glazialablagerungen, sondern um Umsedimentationsprodukte handelt. Die sowohl von NUMMEDAL (1924, S. 110) als KALDHOL (1932, S. 107) beschriebene und von HOLMSEN (1924, Taf. I, Fig. 1) abgebildete Lokalität Slinningen bei Aalesund scheint mir aus solchen Sedimenten zu bestehen.

Die fragliche Ablagerung befindet sich in einem N–S-Spaltental. Die als interglazial betrachtete Schicht besteht aus schalenführendem Kies, über dem zunächst feiner Sand ohne jede Spur von Faltung liegt; die Schichtung fällt nach O ab (KALDHOL: op. cit. S. 107). NUMMEDAL hält den Sand für eine Moränenbildung (op. cit. S. 110), KALDHOL nimmt an, dass er während der 1. oder 2. Eiszeit[1] im Meere durch das Schmelzwasser eines Gletschers entstanden sei, den topographische Verhältnisse sich nach O zu wenden gezwungen hätten. Das scheint mir eine weit hergeholte Erklärung zu sein. Obwohl die örtlichen Verhältnisse mir nicht bekannt und die gegebenen Beschreibungen nicht so vollständig sind, dass sich daraus sichere Schlüsse über die Entstehung der Schichtenreihe ziehen lassen, wage ich doch die Vermutung auszusprechen, dass wir es hier mit dem

[1] KALDHOL rechnet mit drei, durch drei Moränenstreifen gekennzeichneten Eiszeiten (skärgårdstida – Schärenzeit, fjordtida – Fjordzeit und ratida – Razeit). Die Lage der Schalenablagerungen im Verhältnis zu diesen Moränenstreifen und den Strandlinien der Eiszeiten gäben das Alter an. Die Strandlage wird an Hand der bathymetrischen Verbreitung der Arten bestimmt.

Produkt der Umsedimentation einer Glazialablagerung zu tun haben, z. B. einer Moräne des W des Tales liegenden Felsgeländes. Diese Annahme scheint mir dadurch gestützt zu werden, dass sich über der Sandschicht eine ca. 1 m mächtige Geröllschicht findet, die nach HOLMSENS erwähnter Abbildung ziemlich konform mit der Sandschicht abfällt. — Nicht nur die Lage sondern auch die Schichtenfolge stimmt also mit der einer typischen Progradationsterrasse Nord-Bohusläns überein.

Die nach einem Vortrag von AA. KJELLERÖD in Norsk Geologisk Forening am 2. Dez. 1937 über »Eine Schalenbank unter dem *Ra* in Östfold« geführte Diskussion (Norsk Geologisk Tidskrift 1938, S. 338 f.) gibt einen gewissen Einblick in die Einstellung norwegischer Geologen zur Entstehungsweise solcher Bildungen. Es wurde die Ansicht vorgebracht, die betr. Schalenbank sei interglazial (HOLMSEN), es wurde aber auch hervorgehoben, dass die Deckschicht durch Ausspülung des Scheitels des Moränenkörpers entstanden sei (K. O. BJÖRLYKKE); nach ROSENDAHL sei sie durch Ausspülung in Strandlage entstanden. Die Ansicht des Vortragenden über ihre Entstehungsweise dürfte die wahrscheinlichste sein, nämlich dass sie durch Ausspülung einer Mutterformation auf einem der Ablagerung unmittelbar benachbarten Berg (Brattåsen) entstanden sei. Da dieser seewärts von der Ablagerung liegt, scheint letztere eine Progradationsablagerung zu sein. Tatsächlich liegt also die Schalenbank nicht unter dem *Ra* (vgl. oben) sondern unter allogenen Umlagerungssedimenten des *Ras*. Wir dürften erwarten, ein grobdimensionelles Residuum auf dem Brattåsen zu finden.

Überlegungen dieser und anderer Art stellen sich oftmals bei der Durchsicht der umfassenden norwegischen Literatur über schalenführende marine Schichtenfolgen ein. Sie lassen sich doch höchst selten wirklich bestätigen, da jeweils besondere, für die Entstehung dieser Ablagerungen wichtige Verhältnisse wie die Topographie der Umgebung nur ungenügend beschreiben sind. Freilich ist dieser Mangel erklärlich: ganz allgemein galt es ja, die gefundenen Ablagerungen in BRÖGGERS oder ÖYENS stratigraphische Systeme einzuorden, für welchen Zweck solche Beschreibungen überflüssig waren.

In Schweden hatte man mittlerweile die Entstehung der Schalenbänke lebhaft erörtert, wobei mehrere Beiträge zur Lösung des Problems erschienen.

G. De Geer.

Der erste davon war DE GEERS, der die quartären Niveauveränderungen der schwedischen Westküste eben an den Schalenbänken ablesen zu können glaubte.

Er wies (1910, S. 1156) die bis dahin in Schweden anerkannte Anschauung über ihre Entstehung — nämlich, dass sie Strandbildungen seien — folgenderweise zurück: »Thus the opinion that our shell-beds have been thrown up by waves from lower levels are only explainable by lack of study on the spot«. Die Schalenbänke seien also submarin, und zwar

hauptsächlich autochthon gebildet. Letzteres war eine notwendige Voraussetzung dafür, dass faunistische Veränderungen in ihrer Schichtenfolge eine gleichzeitige Niveauveränderung widerspiegeln konnten. DE GEER ist sich jedoch bewusst (l. c.), dass Schalen in Schichten auf niedrigeren Niveaus als denen, wo die Tiere lebten, eingebettet werden können; er meint aber, dass solche Elemente nur einen kleinen Teil der Schalenmasse ausmachten.

Es ist offenbar, dass diese Beimischung von Elementen aus Faunen anderer Niveaus — »natural falsification of the fauna« — ernste Ungelegenheiten für die Absichten DE GEERs mit sich bringen musste; als erstes beabsichtigte er nämlich »to determine which species had really lived together at different times and levels«, um daraus sowie aus der bathymetrischen Verbreitung der Arten die Niveauveränderungen während des Aufbaus zu erschliessen. Diese Schwierigkeit trat ebensowohl bei den Schalen allmählich absterbender Biozönosen als bei beigemischten Schalen aus irgendeiner älteren schalenführenden Ablagerung auf.

Wenn DE GEER vielleicht den Umfang der Redeposition grösserer Schalen übertrieben hat (vgl. Anm. 2 S. 150), so hat er die Bedeutung allogener Sedimenterzeugung stark unterschätzt, die doch tatsächlich im allgemeinen die wichtigste Ursache der Entstehung von Schalenbänken ist. Damit ist aber DE GEERs Ansicht zum nicht geringen Teil ausgeschlossen, dass die Frequenzvariation der Arten durch eine Schichtenreihe hindurch mit gleichzeitig eingetroffenen Niveauveränderungen zusammenhänge.

Früher wurde von ODHNER (1918) ein weiterer Umstand hervorgehoben, der die Beweiskraft der Schalenbänke für die Zwecke DE GEERs entkräftet, nämlich dass die das Material der Schalenbänke liefernden Tiere nicht an eng umgrenzte Wasserniveaus gebunden sind, sondern eine ausgedehnte vertikale Verbreitung haben, vorausgesetzt nur, dass ihren existenz-ökologischen Bedingungen genügt ist.

Dies soll auch von *Mytilus* gelten, auf dessen Frequenzvariation in einer Schichtenserie DE GEER besonderes Gewicht legte; eine Frequenzsteigerung gäbe eine Regression, eine Frequenzminderung eine Transgression an. Hier sei nicht weiter auf diese Frage eingegangen, es sei nur betont, dass *Mytilus* in der Regel im *Fjær* mit maximaler Häufigheit auftritt (vgl. z. B. GISLÉN 1930, S. 200). Er soll jedoch auch in tieferem Wasser mehr oder weniger zahlreich vorkommen; in der Ostsee soll er ein recht wichtiger Bestandteil der Nahrung der Plattfische bis zu ca. 40 m Tiefe sein (vgl. auch HESSLE 1923, S. 7). M. E. spielt jedoch die *Mytilus*-Gemeinschaft des *Fjærs* eine weitaus grössere Rolle als Sedimenterzeuger. Die aus den tabellarischen Frequenzdaten der Schalenschichten (Spezieller Teil) in sehr vielen Fällen ersichtliche Zunahme von *Mytilus* während einer Anhäufung ist sicherlich auch die Folge einer Regression. Eine Verschiebung des Verhältnisses zwischen *Mytilus* und übrigen Arten kann natürlich auch auf veränderte Existenzbedingungen ohne irgendeine Niveauveränderung zurück-

zuführen sein, wie veränderte Nahrungszufuhr und Salinität infolge sich ändernder Strömungen usw., wodurch die Konkurrenzkraft anderer Arten zunahm. Besonders in den von DE GEER genau untersuchten Uddevallabänken dürften solche Ursachen die Frequenzveränderungen von *Mytilus* zugunsten *Balanus hameri* hervorgerufen haben. Freilich ist auch hier eine Niveauveränderung die Ursache des Faunawechsels, doch nicht eine der Meeresoberfläche, sondern eine der Oberfläche eines für die *Balanus hameri*-Gemeinschaft günstigen Reaktionsstroms (vgl. ODHNER 1927). Die Deutung dieses Wechsels — zwischen einer in der Regel dem *Fjær* angehörigen Biozönose und einer Gemeinschaft tieferen Wassers — als Folge einer finiglazialen Transgression fusst also nicht auf einwandfreien Daten (vgl. DE GEER 1910, S. 1164 sowie die Tabellen).

E. Antevs.

ANTEVS ist in zwei umfassenden Arbeiten (1917 und 1928) in der Hauptsache DE GEERS Arbeitsmethoden gefolgt und hat sich seiner Auffassung der Schalenbänke als Indikatoren früherer Niveauveränderungen angeschlossen.

In der ersten dieser Arbeiten lässt er sich, ohne kritische Erörterung und ohne Vorbehalte, von der Ansicht DE GEERS über die Entstehung der Schalenbänke leiten. Die zweite Schrift, die nach eigenen Untersuchungen an Schalenbänken im Felde und rezenten untermeerischen Schalenböden erschien, enthält viele mit meinen Observationen übereinstimmende Beobachtungen. Leider hat ANTEVS die Penetration des Problemes der Entstehungsweise der Schalenablagerungen nicht so weit geführt, dass er dadurch gezwungen worden wäre mit DE GEERS und seiner eigenen älteren Auffassung zu brechen. Er blieb in der Hauptsache bei seiner älteren Ansicht stehen, ohne die Konsequenzen seiner eigenen und der von anderen inzwischen gemachten Beobachtungen zu ziehen.

Dass ANTEVS selber diese Stellung nicht als befriedigend ansieht, geht sowohl aus den im allgemeinen vorsichtigen Erörterungen über die Entstehung jeder einzelnen Schalenbank hervor, wie aus der kritischen Prüfung der biologischen wie geologischen Gründe für das Zustandekommen von Schalenanhäufungen überhaupt. Er beurteilt die Möglichkeiten, den Hauptzweck seiner Abhandlung — das Studium der Niveauveränderungen der schwedischen Westküste — zu verwirklichen, ziemlich pessimistisch: »It is consequently by no means easy to read the changes of level from the shell beds, especially as our knowledge of the formation of shell beds is unsatisfactory« (1928, S. 438); er meint auch in eben dieser Frage: »Much work is still needed on these problems« (op. cit. S. 481).

ANTEVS hat die Methode DE GEERS in vieler Hinsicht entwickelt und vervollkomnet, u. a. durch eine Einteilung der die Schalenbänke bildenden Organismen in bathymetrische Gruppen. (Zonengrenze ist die 10-Meterisobathe. Das

Gebiet oberhalb dieser Grenze nennt er »the shallow water zone«; das Gebiet unterhalb derselben »the deep water zone«. Die innerhalb der ersten Zone vorkommenden Tiere sind »*s*-forms«; die der zweiten »*d*-forms«. Die 10-Meterkurve ist aus den Gründen als Grenze gewählt [op. cit. S. 486—488], weil sie die untere Grenze der »*Macoma*-Biozönose«,[1] der *Zostera*-Vegetation und der meisten Algen mit Molluskenfaunen ist.)

Antevs hat bei seinem Klassifizierungsversuch eine interessante und wichtige Frage berührt, nämlich die nach dem Produktionsgebiet der biogenen Komponenten der Schalenbänke. M. E. sind einige Einwände gegen Antevs zu machen, wenn er die erwähnten Gemeinschaften als Produktionsstellen biogener Sedimente miteinander vergleicht und bewertet. Seine Betonung der *Zostera*-Biozönose als eines sehr bedeutenden Produzenten solcher Sedimente, der noch vor die Algen zu stellen sei (op. cit. S. 487), fällt besonders auf; das kann aber kaum richtig sein. Zwar können die *Zostera*-Wiesen sehr zahlreiche schalentragende Epiformen beherbergen, aber ihre Lage ist so beschaffen, dass die dort erzeugten Sedimente sich meistens nur zu Strandschalenschichten haben sammeln können, die doch in der Regel von nur unansehnlicher Mächtigkeit sind. Die Hauptmasse der Schalenbänke des gewöhnlicheren Typus — die submarin abgesetzten Progradationsablagerungen — können dagegen kaum auf diese Weise entstanden sein. *Zostera marina* ist ja eine Pflanze, die in stillem Wasser in geschützten Buchten und auf der Leeseite der Passbarren kleinerer Sunde vorkommt; am liebsten gedeiht sie auf Schlickboden, wächst aber auch auf feinerem Sand- und Schalengrund. Solche existenzökologische Bedingungen gibt es aber nicht auf den Plateaus, von denen die Sedimente der fraglichen Schalenablagerungen, wie gezeigt, zum weitaus grössten Teil herstammen. — Dass Antevs bei der Frage nach der Herkunft der biogenen Sedimente die Algenbiozönosen so sehr hinter den *Zostera*-Wiesen hat zurücktreten lassen, scheint zum nicht geringen Teil darauf zu beruhen, dass er das Produktionsvermögen der Algenbiotope nicht gekannt hat; erst Gislén hat diese Frage in seinen oben angeführten Untersuchungen (u. a. S. 62 f.) näher studiert.

Ein weiterer Grund für Antevs, den *Zostera*-Biotop hervorzuheben, war seine trotz allem starke Neigung, die Schalenbänke als hauptsächlich autogene Anhäufungen (vgl. z. B. 1928, S. 522) zu deuten — *Zostera*-Wiesen kommen ja sowohl in dem Nekrotop wie in seiner unmittelbaren Nähe vor (vgl. z. B. op. cit. S. 501). Erst wenn die *Zostera*-Vegetation ihre passende Tiefe und zugleich das von ihr bevorzugte ruhige Wasser am Ablagerungsplatze findet, scheint mir dieser Biotop zum Aufbau von Schalenbänken beitragen zu können, d. h. erst während der Endphase des Aufbauprozesses (vgl. S. 132).

Wir haben keinen Grund, hier auf die Einzelheiten von Antevs' Überlegungen über die Niveauveränderungen der Westküste einzugehen, die er vor allem aus Verschiebungen der Verhältnisse zwischen *s*- und *d*-Formen einer Schichtenreihe sowie aus der thermalen Zusammensetzung der Fauna (vgl. S. 147) erschliessen zu können glaubt. Hier gilt die Kritik, die gegen De Geers auf statistische Analysen von Schalenbankmaterial aufgebaute Niveauveränderungs-Erörterungen und -Resultate nicht nur hier sondern auch früher gerichtet worden ist. So haben Odhner und Sandegren dargelegt, dass Antevs in den beiden hier besprochenen Arbeiten keine

[1] Nach Petersen und Boysen Jensen (1911 sowie 1913).

einwandfreien Beweise für die Richtigkeit der von ihm an Hand von Schalenbankuntersuchungen behaupteten Niveauveränderungen vorgebracht hat.

»Clay layers«.

Sowohl De Geer wie Antevs legen in ihren Niveauveränderungsdiskussionen gewissen mit den Schalenbänken assoziierten »clay layers« eine sehr grosse, in einigen Fällen entscheidende Bedeutung bei.[1]

Sobald eine solche Tonschicht — meist ohne Angabe über Fossilien — sich in einer Schalenbank findet, soll nach De Geers sowie Antevs' älterer Auffassung der darunterliegende Teil der Schalenbank während einer Transgression und der darüberliegende während einer Regression abgelagert worden sein. Die Tonschicht sei während des Transgressionsmaximums entstanden. Wenn andererseits »gravel and sand« sich zwischen zwei »clay-beds« einschieben (De Geer 1910, S. 1147), so registriere diese Schicht eine Regression. Eine Schalenschichtenfolge mit einer Tonschicht zu unterst sei eine Regressions-, eine solche mit einer Deckschicht aus Ton eine Transgressionsbildung.

— Eine Erklärung, wieso feinkörnigere Sedimente sich in grösserer Tiefe absetzen als gröbere Partikel, findet sich nicht; nach der etwas schematischen Auffassung älterer Zeit in Sedimentationsfragen scheint es doch keinen Grund zu geben, hier mit anderen Verhältnissen als den damals gewöhnlichen zu rechnen. Die Charakterisierung der Tonschichten als Transgressionsbildungen sei jedoch durch die gegen sie zu abnehmende Frequenz strandnaher Arten gestützt.

Solche Tonschichten, die auf höheren Niveaus als der sog. postglazialen Grenze gelegen sind, seien während eines finiglazialen Transgressionsmaximums abgesetzt worden; liegen sie andererseits unter diesem Horizont, so seien sie als während eines postglazialen Transgressionsmaximums abgesetzt zu betrachten[2].

Später hat Antevs die Frage nach der Bedeutung der mit den Schalenbänken assoziierten Tonschichten in der genannten Hinsicht aufs neue aufgenommen und ihre Entstehungsweise eingehender erörtert (1928). Er betont, dass solche Sedimente sich in der Regel in grösserer Tiefe absetzen — innerhalb eines Schärengebietes wie Bohuslän jedoch in etwa 10 m (op. cit. S. 529). Er fügt aber hinzu: »In small quiet bays into which streams discharge mud may settle at any depth, however little« (l. c.). — Wie schon dargelegt, können aber die hier in Betracht kommenden Sedimente in sehr

[1] Ich habe sämtliche von Antevs behandelte Lokalitäten, an denen »clay layers« zusammen mit Schalenbänken zu finden sein sollten, aufgesucht. In mehreren Fällen war die Suche nach den meist dünnen und schwer zugänglichen Schichten recht zeitraubend.

Der marine Charakter dieser »clay layers« ist nicht immer unzweideutig, da Makrofossile oft fehlen; bei mikroskopischer Untersuchung tritt aber der marine Charakter durch Foraminiferen und marine Diatomeen hervor. In einigen als »clay layers« bezeichneten Deckschichten waren doch überhaupt keine Spuren mariner Organismen zu beobachten.

[2] De Geer meint — wie auch Antevs in seiner Arbeit 1917 —, dass die schwedische Westküste teils eine finiglaziale, teils eine postglaziale Transgression erlebt habe. In seiner Arbeit 1928 unterscheidet Antevs 3 Transgressionen: eine finiglaziale, eine in der Ancylus-Zeit und eine dritte in der Tapes-Litorina-Zeit.

seichtem Wasser — sogar am Wassersaum — und zwar zuweilen in grossen Mengen entstehen (S. 128 f.).

ANTEVS hält es, in seiner prinzipiellen Erörterung über das Entstehungsniveau dieser »clay layers« nicht für unglaubhaft, dass ein »clay layer«, auf einer Schalenbank mit nach oben zunehmender Häufigkeit von *s*-Formen, in sehr seichtem Wasser abgesetzt worden ist (op. cit. S. 529). Er hat doch, soweit ich finden konnte, kaum ein Beispiel dafür gegeben, dass ein solches »clay layer« in wirklich seichtem Wasser entstanden ist. So wurde z. B. angenommen, die S. 129 f. näher beschriebene Tongyttjaschicht auf Otterö sei in 30—35 m Tiefe abgesetzt (1928, S. 535); an der angeführten Stelle wurden aber Indizien dafür vorgelegt, dass sie wenigstens in einem Abschnitt am Wassersaum abgesetzt worden ist (beachte auch das Ergebnis der pollenanalytischen Datierung dieser Schicht [Fig. 60]). Mehrere andere, nach ANTEVS Transgressionsmaxima repräsentierende »clay layers« lassen sich in trockenem Zustand wie Schiefer spalten, wegen des darin in grossen Mengen enthaltenen Glimmers (z. B. Lok. Nr. 2 Fjella [ANTEVS 1917, S. 282]), was nach den Ausführungen S. 133 ebenfalls eine Ablagerung am Wassersaum andeutet.

Wie früher dargelegt (S. 79 f., 110 f., 113 f. und 134) dürften in Schalenbänke eingelagerte »clay layers« in der Weise entstehen können, dass der höhere Proximalteil einer Schalenschicht, die distal von einem »clay layer« bedeckt ist, unmittelbar vor dem Aufsteigen zur Meeresoberfläche über dieses tiefer und distaler liegende »clay layer« ausgebreitet wurde.

ANTEVS erwägt jedoch eine Entstehung solcher Schichtenfolgen durch ein zeitweises Aussetzen der für ein reiches Molluskenleben notwendigen lebhaften Wasserzirkulation; das ruhige Wasser hätte statt dessen die Deposition leicht beweglicher Partikel begünstigt. Der Abstand zwischen Wasseroberfläche und Ablagerungsplatz hätte zugenommen, so dass letzterer in die tiefere Zone, wo sich nach ANTEVS die »clay layers« im allgemeinen ablagern, versetzt wurde; wäre das »clay layer« in stillem Wasser einer seichten und geschützten Bucht entstanden, hätte man eine Häufigkeitsabnahme von *d*-Formen und das Auftreten von brackischen Formen zu erwarten, aber ANTEVS hat keine solche Veränderung feststellen können. Aus den soeben angeführten Nachweisen und Indizien erklärt sich jedoch das Fehlen eines solchen Wechsels der Fauna sehr wohl. Wenn eine untere Schalenschicht reichlich *d*-Formen enthält, so werden sich auch in der oberen Schalenschicht zahlreiche *d*-Formen finden; mit gutem Grund lässt sich, wie erwähnt, annehmen, dass nicht neuproduziertes Material, sondern nur umgelagerte Partikel des Proximalteiles der unteren Schicht die Hauptmasse der Bestandteile der oberen Schalenschicht bilden. Das Ausbleiben von Brackwasserformen ist ausserdem so zu erklären, das eine Verringerung von »nourishment, salinity, and percentage of oxygen« (op. cit. S. 529) des Wassers nicht an allen Entstehungsplätzen solcher Schichtenfolgen einge-

treten ist. Die Wasserzirkulation in der unmittelbaren Nähe des Ablagerungsplatzes ist oft sehr lebhaft, besonders wenn letzterer in den äusseren Schären liegt (was auch oft der Fall ist); an solchen Lokalitäten gibt es ja nicht den geringsten Anlass zum Süsswerden des Wassers.

Hier lässt sich aber die Frage stellen, ob solche »doppelte« Schalenablagerungen auch ohne Niveauveränderungen haben entstehen können. Im vorhergehenden ist an vielen Stellen die Bedeutung der Standwirbel für die Sedimentation leicht beweglicher Partikel hervorgehoben worden. Eine zeitweilig erhöhte Zufuhr solcher Partikel zum Nekrotop infolge Mobilisierung einer Deposition entsprechender Partikelgrösse kann die normale Zufuhr biogener Sedimente völlig überwuchert haben. Die Entstehung eines »clay layer« registriere also nur eine Verschiebung der Sedimentationsphasen. Die Vitalität und Produktivität der das hauptsächliche biogene Baumaterial liefernden Biotopen braucht durch diese Verschiebung nicht beeinflusst zu werden, da ja Produktionsort und Nekrotop örtlich getrennt sind. Veränderte Depositionsmöglichkeiten durch Übergang des Sedimentationsgebietes von »free water circulation« zu »closed and still water« (Antevs 1928, S. 529) sind also für die Entstehung eines »clay layer« nicht vonnöten; die Depositionsmöglichkeiten der genannten Partikel können in Wirklichkeit während jener Perioden, wo sie nicht in so grossen Mengen herangeführt wurden, dass sie auf die makroskopische Struktur der Schichtenfolge einwirken konnten, ebenso günstig gewesen sein.

Odhner hat (1918) die von Antevs 1917 vorgelegte Auffassung der Entstehung und Bedeutung der »clay layers« kritisch geprüft und sich dahin geäussert, dass diese in der Regel in sehr seichtem Wasser gebildet seien. Vor allem unter Hinweis darauf, dass die Epibionten der *Zostera*-Wiesen bei und in dem »clay layer« an Häufigkeit zugenommen haben, behauptet Odhner, dass der Ablagerungsplatz in geschützte Lage gekommen und dass die Wassertiefe dort zugleich geringer gewesen sei. — Aus den Beschreibungen Antevs liest Odhner heraus, dass die obere Schalenschicht »doppelter» Schalenbänke durch Überschüttung von Partikeln des Proximalteils der unterliegenden Schalenschicht herrühre.

B. Asklund.

Asklund, der 1936 subfossile Schalenfaunen Hallands behandelt hat, gibt keine neuen Beiträge zur Genese der Schalenablagerungen. Er stellt aber einige wichtige, mit den schalenführenden marinen Schichten zusammenhängende Fragen auf, die eine weitere Erörterung fordern.

Die Untersuchung von Asklund bezweckt nach seinen eigenen Worten (op. cit. S. 6), »die Succession der schalentragenden Fauna innerhalb eines Abschnittes der gotiglazialen Abschmelzungszone in Halland« zu erörtern und »die Niveauveränderungen des halländischen Küstengebietes in einen grösseren Zusammenhang zu stellen«. Damit wird auch »ein Versuch unternommen, Tanners und Öyens Kombinationen der Ozeanküsten-Strandlinien mit den paläontologischen Niveaus zu prüfen«. Als ein greifbares Ergebnis

seiner Untersuchung will er das gotiglaziale Alter der dänischen *Zirphaea*-Niveaus unter Beweis stellen.

ASKLUNDS Abhandlung kann mannigfache Diskussion veranlassen; ich beschränke mich darauf, einige Fragen von allgemeiner Bedeutung zu berühren. Zunächst seien die Voraussetzungen seiner Darlegungen über einen Abschnitt der gotiglazialen Niveauveränderungen kurz geprüft. ASKLUND ist der Ansicht (op. cit. S. 60), die gotiglaziale Periode habe mit einer Transgression begonnen, die sich auf 60–90 m ü. d. M. (die gotiglaziale höchste Meeresgrenze) belief, was er durch eine Schichtenfolge bei Ågård (op. cit. S. 8–9) als bewiesen ansieht. Diese besteht zu unterst aus einer »kies- und sandreichen Tonablagerung. — — — Die reichlichen Schalenmassen derselben zeigen sich als schalenkiesähnliche Ansammlungen, die in seichtem Wasser oder beinahe direkt am Strande abgesetzt sein dürften« (op. cit. S. 45). Darüber liegt ein glazialer Ton, der in seiner oberen Abteilung *Portlandia arctica* enthält.

Einer derartigen Niveauveränderung widerspricht jedoch die Tatsache, dass »das in der Basalschicht vielleicht am reichlichsten vertretene Fossil *Balanus Hameri* ASCANIUS in bis zu 9–10 cm langen Exemplaren ist« (op. cit. S. 45). Dieser Cirriped ist ja (vgl. ODHNER 1930) einer der besten Indikatoren unserer marinen Fauna für derartige hydrologische Verhältnisse, wie sie sich nicht am Strande, sondern und im Gegenteil in grösserer Tiefe vorfinden, wo die Zusammensetzung des Wassers dem sog. Ozeanwasser entspricht und wo eine besondere Planktonfauna lebt. ASKLUND selbst äussert in einem Falle die Ansicht, dass eine Ablagerung wegen reichlichen Vorkommens von *Balanus hameri* nicht als eine in reiner Strandlage entstandene Bildung betrachtet werden dürfe (op. cit. S. 87), und er führt in diesem Zusammenhang an, dass *Balanus hameri* rezent nur in Tiefen von über 20 m gefunden wird.

Das Verschwinden von *Balanus hameri* zugunsten von *Portlandia arctica* und sein Wiedererscheinen in »den übrigen spätglazialen Tonen Hallands nur innerhalb der Zone, in der *Portlandia arctica* in sehr verkümmerten Formen sich findet (bei den Ziegeleien nahe Falkenberg), oder ganz verschwunden ist« (op. cit. S. 45), betrachtet ASKLUND als durch thermische Ursachen bedingt. Hydrothermische Gründe scheinen jedoch untergeordnete Bedeutung zu haben; die Hauptverbreitungsgebiete beider Arten weichen nicht besonders weit voneinander ab (vgl. ANTEVS 1928, S. 490, BROCH 1924, S. 110, EKMAN 1935, S. 250, HÄGG 1924, S. 473 und STEPHENSEN 1933, S. 121); die hauptsächlichen Ursachen, weshalb sie sich gegenseitig in den spätglazialen halländischen Schichtenfolgen ausschliessen, dürften dagegen existenz-ökologische Verschiedenheiten ganz anderer Natur gewesen sein, nämlich, wie soeben erwähnt, der physikalischen Zusammensetzung und des Nahrungsgehaltes des Wassers; beide Arten haben gerade hierin diametral entgegengesetzte Bedürfnisse.

Also können wir in ASKLUNDS Ausführungen keine Begründung für eine frühe gotiglaziale Transgression sehen, auch kaum für »eine relativ kräftige Klimaoszillation im früheren Abschnitt der gotiglazialen Abschmelzungsperiode«. (op. cit. S. 45).

Zeitliche Gleichstellungen von Formationen nur wegen gleichartiger thermaler Bedürfnisse gewisser, darin enthaltener faunistischer Einheiten sind, wie vorher betont, zu vermeiden; eine spätglaziale Strandfauna in Nord-Halland mit u. a. *Macoma balthica* mag, wie z. B. geltend gemacht wird (op. cit. S. 60), weiter südlich dem Alter nach einer *Balanus hameri*-Fauna ensprechen, doch können wir das nicht mit Bestimmtheit sagen.

Um eine Erklärung und einen sachlichen Hintergrund teils dafür zu erhalten, dass »*Balanus Hameri* wohl nirgends in Fennoskandien verbreiteter als hier« (op. cit. S. 60), nämlich in den mittleren und südlichen Teilen von Halland[1] gewesen ist, teils für die genannte, als Transgressionsbildung gedeutete Schichtenfolge bei Ågård, seien einige Studienergebnisse von E. NILSSON und CALDENIUS über gewisse Erscheinungen innerhalb des gotiglazialen Abschmelzungsgebietes betrachtet.

NILSSON hat festgestellt (1942), dass eine ältere Reihe baltischer gotiglazialer Eisseen allmählich durch das Lagan-Tal, Simlångs-Tal, Nissan-Tal und Ätran-Tal entwässert wurde. Diese Täler dienten als Ablaufrinnen für Eisseen bedeutenden Umfanges; sie nahmen u. a. grosse Teile des südlichen Ostseebeckens ein (op. cit. S. 151). Gewaltige Wassermengen wurden also durch die Ablaufrinnen des südlichen und mittleren Halland ins Kattegatt abgegeben, und diese Wassermassen erzeugten Reaktionsströme von Ozeanwasser, das durch die Tiefenrinnen des Kattegatts nach den mittel- und südhalländischen Küstengewässern befördert wurde.

Das genaue Alter der *Balanus hameri* enthaltenden Ablagerungen müsste sich bestimmen lassen, sobald das Alter jedes einzelnen Reaktionsstroms oder jedes Systems von solchen Strömen festgestellt werden kann. Dies ist jedoch noch nicht möglich, müsste es aber werden, da NILSSON im Stande zu sein hofft, an Hand der Chronologie des Bändertons die durch

[1] Indessen gibt es ein Gebiet, das ebenso bedeutende Vorkommen von subfossilen *Balanus hameri*-Nekrozönosen aufweisen kann, nämlich Mittel-Bohuslän mit den berühmten Schalenbänken bei Uddevalla als Mittelpunkt. Wie schon erwähnt, hat ODHNER (1927) die Entstehung dieser Ablagerungen als eine Folge davon gedeutet, dass Ozeanwasser durch die Fjordläufe Mittel-Bohusläns in Reaktionsströmen (gegen die durch den Vänersborg–Uddevalla-Sund ausströmenden Wassermassen des Väner-Fjärds) angesaugt worden sei. Hier ist also mit obiger Deutung der genannten Vorkommen in Halland nur ODHNERS Erklärung einer gleichartigen Erscheinung an einem anderen Abschnitt der schwedischen Westküste aufgenommen. Die Uddevallabänke sind also nicht, wie ich früher geneigt war zu glauben, ein in genetischer Hinsicht isoliertes Phänomen; sie bilden ein Glied in einer Kette von in bestimmten Abschnitten der schwedischen Westküste vorkommenden, in Bezug auf ihre Entstehung in gleicher Weise zu deutenden Formationen.

die mittel- und südhalländischen Flusstäler entwässerten Eisseen zeitlich zu bestimmen (op. cit. S. 159).

Aus NILSSONS Arbeit geht ausserdem hervor, dass das Landeis während des Schlussabschnittes der Eiszeit von dem südschwedischen Hochlande Gletscherzungen in die niedriger liegenden Gebiete vorgeschoben hat. CALDENIUS hat sich auf das Studium der Entwicklung von an bestimmte halländische Flusstäler gebundenen Eiszungen spezialisiert. Wie auch V. POST hält er es für glaublich, dass ein in gewisser Beziehung selbständiges Glaziationsgebiet sich im W-Randteil des südschwedischen Hochlandes erhalten haben könne, was nicht zum wenigsten auf dortigen reichlichen Niederschlägen beruht haben solle (V. POST 1938, S. 448 f.). Infolge von Vorstössen der Eiszungen haben sich die Lebensbedingungen für *Portlandia arctica* sicherlich verbessert (vgl. S. 297). Es scheint mir eine durchaus berechtigte Annahme, dass das Auftreten von *Portlandia arctica* oberhalb des *Balanus hameri*-Horizonts in der erwähnten Schichtenfolge bei Ågård die Folge eines solchen Vorstosses des Eises ist (CALDENIUS hat umfangreiche Spuren von Talvereisung NO von Ågård [»Dagsåsgebiet«] gefunden; CALDENIUS 1942, S. 173).

Einleitungsweise sprach ich von ASKLUNDS Absicht, das gotiglaziale Alter der *Zirphaea*-Niveaus zu beweisen, was sich allein durch rein geophysische Beobachtungen der Strandlinien nicht bewerkstelligen lässt; auf Grund derartiger Beweisführung würden nämlich diese Niveaus sich unfehlbar als finiglaziale erweisen, da die den dänischen *Zirphaea*-Niveaus entsprechenden halländischen Formationen mit TANNERS Isobase *e* oder *f* zusammenfallen, welche früh-finiglazial sind. Hier muss also nach ASKLUNDS Meinung ein Fehlschluss vorliegen; er versucht, um das gotiglaziale Alter der halländischen Niveaus festzustellen, den Beweis zu führen, dass ein halländisches, unbestreitbar finiglaziales Niveau, das jünger als die *Zirphaea*-Niveaus ist, mit einer alt-finiglazialen Linie des Osloer Gebietes zusammenfalle, und dass folglich die ebengenannten halländischen Niveaus und damit die *Zirphaea*-Niveaus in Dänemark gotiglazial seien.

Derartige Strandlinien hat indessen ASKLUND nicht beobachtet; statt ihrer konstruiert er sog. malakologische Niveaus, die mit Strandlinien gleichbedeutend seien.

Diese Niveaus sind die oberen Niveaugrenzen gewisser subfossiler Molluskenarten; sie beziehen sich auf das Gebiet Halland–Oslo. Sie wurden derart konstruiert, dass die höchsten Fundorte der in Betracht kommenden Arten dieses Gebietes in Relationsdiagramme — mit der sog. Litorina-Grenze (LG 2) als Referenzniveau — eingeführt wurden. Dieses Verfahren begründet ASKLUND mit zwei theoretischen Voraussetzungen, die »so natürlich sind, dass sie sich als axiomatisch betrachten lassen« (op. cit. S. 66). »Die erste ist, dass die Einwanderung der allgemeineren Arten selbstver-

ständlich sehr schnell über relativ weite Gebiete stattgefunden hat, sobald deren klimatische Grenze sich gegen eine neue Küstenzone hin vorgeschoben hatte.«

Gegen diese These dürfte sich einwenden lassen, dass andere Faktoren für die Kolonisation einer neuen Küstenzone ebenso bedeutungsvoll wie der Thermalfaktor sind; hierher gehört u. a. der Salinitätsfaktor. Sicherlich finden sich unter »den allgemeineren Arten« viele so stenohaline Formen, dass sie eine salisch ungünstige Küstenzone nicht kolonisieren können, trotz des dortigen Vorhandenseins passender thermaler Bedingungen.[1] Wir können also nicht a priori erwarten, dass stenohaline Arten eine Küstenzone nur aus dem Grund kolonisieren, weil ihre thermale Grenze dieselbe passiert hat. Es sei jedoch damit nicht gesagt, dass die hier in Betracht kommende Voraussetzung völlig unrichtig ist; sie bedarf aber der Einschränkung, dass sie nur für euryhaline Arten gilt.

Der axiomatische Charakter dieser Voraussetzung dürfte noch aus einem weiteren Grund an Kraft verlieren, da alle Teile einer Küstenzone nicht immer so exponiert sind, dass die Verbreitung von Larven an allen Abschnitten derselben gleichzeitig vor sich gehen kann (vgl. S. 325); es lässt sich ferner denken, dass die Einwanderung neuer Arten in gewisse Abschnitte durch langsame Wanderung ausgewachsener Formen geschehen müsste. Brögger gibt ein vermutetes Beispiel dafür (1900, S. 479).

Sodann wollen wir die zweite »axiomatische« These prüfen: »dass die von den Tieren befreiten Schalen oder Schalenfragmente natürlich gleich anderen Sedimentpartikeln in der tiefen Brandungszone der freien Küsten während des Deponierens zum oberen Brandungsniveau empor geschleudert werden können und wohl tatsächlich auch, bis zu einem gewissen Grade, werden« (op. cit. S. 67). Asklund stellt sig also vor, dass die Akkumulation schalenführender Ablagerungen teils in der Strandlage, teils auf anderen Niveaus stattfindet; es wäre daher zu erwarten, dass er für seine speziellen Zwecke jene schalenführenden Ablagerungen, die nicht Altstrände darstellen und über deren Entstehungstiefe keine zuverlässigen Daten vorliegen, ausschliesst. Asklund tut dies aber nicht, sondern behandelt sogar Formationen, die ohne Zweifel submarin deponiert sind, *de facto* als Strandablagerungen; er baut tatsächlich seine Relationsdiagramme — der Zweck des Relationsdiagrammes ist ja im allgemeinen, die Relation der Strandflächen eines Strandliniensystems zueinander zu finden — einerseits auf Höhenwerten, welche zweifellos Strandniveaus repräsentieren (Strandlinie I = »Sandniveau«, Strandlinie II = »Niveau der grossen Terrasse«),

[1] Der reichliche Zufluss von Süsswasser in gewissen Abschnitten des Gebietes Halland–Oslo in spätglazialer Zeit dürfte in mindestens gleichem Grade wie die niedrige Wassertemperatur eine starke Atrophie der Strandfauna verursacht haben, wie dies der Fall im mittleren Bohuslän (vgl. Odhner 1927, S. 94) sowie im mittleren und südlichen Halland (vgl. Asklund, S. 61) war.

andererseits auf Höhenangaben, welche teils wahrscheinlich Strandlagen bezeichnen, und welche teils nicht als Strandniveaus betrachtet werden können. Die bedeutsame Tatsache wurde also übersehen, dass die sog. Schalenbänke, welche am meisten zur Unterscheidung der Mehrzahl der malakologischen Niveaus beigetragen haben, zum allergrössten Teil keine Strandbildungen, sondern in verschiedenen, mitunter beträchtlichen Tiefen abgesetzt sind. — ASKLUNDs Worte über »das allgemeine Entstehungsniveau der Schalenbänke« (op. cit. S. 67) scheinen mir von einer unberechtigten Unterschätzung der Entstehungsfrage zu zeugen, die tatsächlich für das Problem, das ASKLUND zu lösen sucht, von allergrösster Bedeutung ist. Ein allgemeines Entstehungsniveau für Schalenbänke gibt es ja nicht.

Die Einzeichnung höchstgelegener Fundstellen gewisser Arten in die Relationsdiagramme kann a priori als ziemlich bedeutungslos bezeichnet werden, wie z. B. die von Fundorten der in Ton eingeschlossenen Schalen von *Balanus hameri, Portlandia arctica, Pecten islandicus* und *Buccinum undatum* (op. cit. Fig. 12, S. 58). Die Höhenwerte der Funde einiger weniger Arten, die in der Regel für Strände charakteristisch sind, eignen sich dagegen eher als Grundlagen für derartige Konstruktionen. Auch in diesem Fall bedarf es aber der möglichst genauen Kenntnis der Genese jeder einzelnen Ablagerung, um so diejenigen, die möglicherweise nicht Strandlagen bezeichnen, auszusondern, oder um die Strandlage, die chronologisch deren submariner Akkumulation entspricht, tunlichst festzustellen. Gewisse Strand-Endobionten, wie *Cardium edule* und *Macoma balthica* eignen sich, also besonders (vgl. doch S. 128). Die genannten Arten sind ausserdem zu diesem Zweck sehr geeignet, weil sie hochgradig euryhalin sind. Es scheint mir kein Zufall zu sein, dass die höchst gelegenen Fundstellen von *Macoma balthica* recht dicht um ein zweifelfreies Strandniveau gruppiert liegen, wie aus Fig. 12 (op. cit.) anschaulich wird.

Das von ASKLUND angewandte Prinzip der Einteilung der Mollusken soll mit dem von HÄGG (1924) bei seiner Einteilung der Schalenbänke der schwedischen Westküste befolgten identisch sein, nämlich »die wohlbekannten rezenten Verbreitungsverhältnisse der Hauptarten und im besonderen die klimatischen Verhältnisse ihrer nördlichen Grenzzonen« (op. cit. S. 67). Aus diesem Grunde werden *Cyprina* und *Cardium* in dieselbe Gruppe eingereiht. Diese Koordination ist aber in Anbetracht der verschiedenen Ökologie dieser Arten m. E. nicht wohlbedacht; *Cyprina* ist ja nicht wie *Cardium* zur Lebensgemeinschaft der Strände zu rechnen, daher werden die leeren Schalen dieser Art im Gegensatz zu denen von *Cardium* in der Regel untermeerisch deponiert.

Der Verlauf des *Cardium-Cyprina*-Niveaus, das in ASKLUNDs Erörterung von entscheidender Bedeutung ist, wird im S durch *Cardium-* im N dagegen durch *Cyprina*-Fundorte bestimmt. Die Gleichzeitigkeit dieses malakologischen Niveaus in seiner ganzen Länge ist also nicht fest gegründet.

Vereinzelte Fundorte sind bei der Konstruktion der malakologischen Niveaus ausgeschieden, was jedoch nicht auf die genannten Ursachen zurückzuführen ist, sondern andere Motive hat. U. a. wurde bei Konstruktion der das *Cardium-Cyprina*-Niveau repräsentierenden Linie ein im Verhältnis zu den übrigen, *Cardium* enthaltenden Fundorten besonders hoch gelegener[1] »bei Valbacken im Kirchspiel Skee ausgelassen (op. cit. S. 72). Nach dieser Eliminierung zeigt die obere Grenze der übrigen Fundstellen den Charakter einer Strandlinie« (l. c.); diese Auslassung hat sich aber kaum als berechtigt erwiesen.[2] Neuere Funde haben nämlich gezeigt, dass Valbacken kein vereinzelter oder zufälliger Fundort von *Cardium edule* oberhalb des *Cardium-Cyprina*-Niveaus in Nord-Bohuslän ist. Z. B. begegnet *Cardium* (zusammen mit u. a. *Macoma balthica*) in der Nähe von Valbacken auf sogar 110 m ü. d. M. (Lok. Nr. 60 Trångkas II, S. 201). Bei der Lokalität Nr. 131 Klingseröd II A: L kommt es (ebenfalls zusammen mit *Macoma balthica* und daneben *Hydrobia ulvae*) recht häufig in einer finiglazialen Strandgyttja (unmittelbar von supramariner Kalkgyttja überlagert) in einer Höhe von 97 m ü. d. M. (LG 2 = 40 m) vor (Fig. 116).

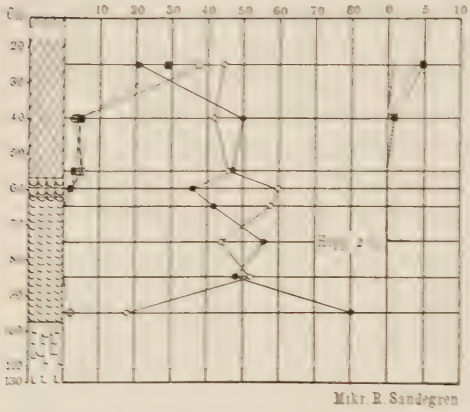


Fig. 116. Pollendiagramm einer spätglazialen Schichtenreihe mit u. a. *Cardium edule*, *Macoma balthica* und *Hydrobia ulvae*. Lok. Nr. 131 Klingseröd II A: L. Vgl. nebenstehenden Text. Zeichenerklärung S. 327.

Ich bin mit ASKLUND damit einverstanden, dass marinen Subfossilien entnommene Daten an Hand eines ordnenden Prinzips sehr wichtige Aufschlüsse über Altstrände geben können. Unter Hinweis auf die oben dargelegte unzureichende Tragfähigkeit des eben erörterten Prinzips, muss doch auf Konstruktion malakologischer Niveaus im Sinne ASKLUNDs verzichtet werden.[3] Der Entwurf von Distanzdiagrammen über die höchsten Meereslagen einer Reihe von Arten längs einer Küste scheint mir aber sehr interessante Einblicke geben zu können.

[1] Nach HÄGG 1924, S. 475; 99, 95 m ü. d. M. In vorliegender Arbeit Lok. Nr. 44 Valbacken I, S. 204.

[2] Valbacken wäre wahrscheinlich auch nicht ausgelassen, wenn nicht bei der Einzeichnung dieser Fundstelle in das Relationsdiagramm irrtümlich von einer LG 2-Zahl für Valbacken von ca. 43 m anstatt ca. 45–46 m ausgegangen wäre, wodurch die Fundstelle recht erheblich über die *Cardium-Cyprina*-Niveaulinie zu liegen kommt. Die korrigierte Lage dieses Punktes im Diagramm liegt tatsächlich ganz unbedeutend über dieser Linie.

[3] Die Einordnung von den von ASKLUND unterschiedenen Strandflächen in v. POSTs Vergleichsdiagramm der Strandniveaus von Viskadalen und dem übrigen westschwedischen Küstenland (v. POST 1938, S. 443) dürfte ein schlagkräftigerer Beweis bei der Datierung der *Zirphaea*-Niveaus sein, als es die malakologischen Niveaus sind.

Verbindet man z. B. die höchstgelegenen Fundstellen von *Cardium edule* im Küstenstrich Halland–Oslo miteinander, so entsteht eine mehrfach gebrochene Linie; u. a. erscheint eine markante Knickstelle in Smålenene; die höchste Fundstelle liegt dort (nach gefälliger Mitteilung von Dr. N. ODHNER) nur 59 m ü. d. M. Dieses Gebiet ist doch sehr genau untersucht. Wie erwähnt, liegt die Grenze in Nord-Bohuslän hoch; bei Oslo liegt die höchste Fundstelle ebenfalls hoch (nach Angabe von Dr. ODHNER 142 m ü. d. M.). Diese Verteilung höchstliegender Fundstellen kann durch verschiedenartige Schnelligkeit der Niveauveränderung in diesen drei Gebieten bedingt sein. (Ich erinnere daran, dass zwischen Bohuslän und Smålenene eine Schwäche- und Dislokationszone, nämlich bei Idefjord–Svinesund [vgl. W. LARSSON 1938] besteht.) Andererseits wäre vielleicht das niedrige Einwanderungsniveau in Smalenene so zu erklären, dass sogar eine so euryhaline Art wie *Cardium edule* es schwer gehabt hat, dieses Gebiet ebenso frühzeitig wie die umliegenden zu kolonisieren, und zwar auf Grund der bedeutenden Zufuhr von Süsswasser durch das Stromsystem des Glommen (vgl. Anm. S. 322). Die sehr hohe Lage des Einwanderungsniveaus in Nord-Bohuslän scheint mir dagegen eine Folge der besonders günstigen Einwanderungsmöglichkeiten in diesem Gebiet zu sein. Hier mündet die sog. Norwegische Rinne, deren Tiefe maximal > 600 m ist und deren Isobathe 200 m bis an die steile Felsküste geht. (Viele sehr wichtige Schalenablagerungen — Lok. Nr. 6 Lunneviken, Nr. 7 Skärje, Nr. 43 Prästängen II usw. — liegen ganz in der Nähe dieser Rinne.) Sie setzt sich u. a. direkt in den Fjorden Dynefjord und Svinesund–Idefjord fort. Ihre supramarine Verlängerung ist eine Reihe von SW–NO-Tälern, die teilweise von langgestreckten Seen ausgefüllt sind, wie Strömsvattnet, Färingen, Vaglarna und Tvetvattnet.

Durch eine schnelle Verfrachtung in dem Ozeanwasser dieser Rinne mit seinen günstigen Umweltbedingungen müssen Larven aus seewärts liegenden Erzeugungsgebieten, z. B. den Brit. Inseln, zur rechten Zeit eine für ihre weitere Entwicklung notwendige Küste gerade in Nord-Bohuslän erreicht haben. (Tritt die Metamorphose während einer landfernen Verfrachtung ein, kann bekanntlich in sehr vielen Fällen weitere Entwicklung nicht zustandekommen; daher können grössere Meeresflächen, besonders wenn die Geschwindigkeit der Wasserbewegung gering ist, Sperrgebiete darstellen.)

Ich verweise hier auf die in Zoologiska Bidrag från Uppsala erschienenen tiergeographischen Abhandlungen des Skagerrak-Gebietes; dort finden sich Isobathenkarten sowie Verbreitungsangaben vieler Tiergruppen im Skagerrak. Besonders die Verbreitungskarten der Abhandlungen von HULT (1941) und ELOFSON (1941) geben eine lebhafte Vorstellung von der Konzentration vieler Tierarten (Isopoden resp. Ostracoden) in dem landnahen Teil der Norwegischen Rinne.

Ist also wirklich der Verlauf der Einwanderung von *Cardium edule* so asynchronisch gewesen, wie es nach dem gesagten erscheint, dürfen wir

wesentlich grössere zeitliche Verschiedenheit bezüglich der Einwanderung von stenothermen und stenohalinen Arten in hydrothermisch und salisch unterschiedlichen Küstenabschnitte voraussetzen. Der Verlauf der Linien, welche die Einwanderungsniveaus jeder einzelnen Art an den verschiedenen Küstenabschnitten verbinden, dürfte daher bedeutsame Aufklärungen über die Einwanderungsmöglichkeiten der jeweiligen Art in den verschiedenen Teilen der Küstenstrecke ergeben, vor allem über Salinität und Wassertemperatur. Indessen ist der Bestand unserer subfossilen schalentragenden Fauna in manchen Abschnitten der Westküste nur recht oberflächlich beobachtet und aufgenommen worden.[1] Daher muss eine regionale Registrierung des Einwanderungsniveaus jeder einzelnen Art einstweilen warten.

[1] Es sei betont, dass HÄGG (vgl. S. 24) eine umfassende Arbeit geleistet hat, um die Kenntnis der subfossilen Schalenfauna der Westküste zu erweitern; jedoch war sein Untersuchungsgebiet sehr ausgedehnt (Värmland–Schonen), weshalb er nicht allen Teilen gleich grosse Aufmerksamkeit widmen konnte.

Zeichenerklärung.

Summary.

Marine Shell Deposits of Northern Bohuslän (Sweden).

Quaternary marine shell beds have, on several occasions and for different purposes, attracted great scientific attention. Important zoological and Quaternary-geological results have also been presented on the basis of their investigation. Comprehensive theories and constructions, predominantly concerning the changes of level in Scandinavia, have, however, been founded upon this material without any satisfactory pre-investigation into its evidential value in those respects. The most important question centres around the mode of formation of these deposits, a problem which never has been comprehensively unravelled. The present treatise has its principal purpose of elucidating their morphogenesis.

In the section treating that question (pp. 37—141) the importance of the fact has been pointed out, that shell-bearing layers should not be con-

sidered as isolated phenomena having an exceptional mode of formation of its own. Their formation may, indeed, be examined in a broader connection, viz. the process of redeposition of marine sediments. By this process the glacial sedimentary deposits, regularly located according to the bedrock-topography, have lost larger or smaller parts of their mass. Those parts are redeposited at marine conditions, and redistributed regularly in dependence of the tectonic patterns within the area investigated. In the same way the allogenous constituents of the biogenous phase of sedimentation are distributed.

The largest parts of the bedrock of Northern Bohuslän consist of a granite, regularly jointed in N.–S., N. W.–S. E., and S. W.–N. E. The larger fissures are now valleys, dividing the granite area into plateaus; the smaller ones form checkered patterns on the surface of these plateaus. A certain type of deposits of mineral grains is to be found along the western slopes of the plateaus; their accumulation appears to have been subglacial and caused by water from the melting ice running at full speed under a heavy hydrostatic pressure. A second type are marginal deposits on the eastern parts of the plateaus; a third one occurs as end-moraines transversing the N. E.–S. W. valleys.

The redepositing forces of the sea are, contrary to the subglacial ones, predominantly directed towards the E. (section: Wave- and Current-Dynamics, pp. 39–54). The sediments deposited after transport in the main direction of movement of the transporting medium are called progradation-deposits (p. 57 f.); those aggradated in the opposite direction are called regradation-deposits (p. 119 f.). These two kinds of sediments, together named aggradation-deposits, are accumulated subaquatically. The sediments brought beyond their transporting medium, i. e. shore-deposits in a limited sense, may be put on a par with these. Practical reasons have caused this systematical equivalence. The height of ancient shore-deposits above the present sea-level specifies directly their contemporaneous sea-level, while, on the contrary, the sea-level corresponding to the submarine sedimentation must be computed. When calculating the age of the deposits at hand, a knowledge of the facts concerning the simultaneous altitude of the sea is, as a matter of fact, required.

Aggradation-deposits attain a larger thickness than shore-deposits, and they develop a greater morphogenetic variation. Especially among progradation-deposits morphologically distinct types can be distinguished. The main types are: *terraces, cones,* and *deltas*. The two first ones are, as a rule, located along the eastern slopes of the granite-plateaus. The terraces have been deposited below plateaus with a rather even and plane surface, the cones are formed at the eastern mouth of the fissures running S. W.–N. E. and N. W.–S. E. along the surface of the plateau. So the fissures serve as collecting and transporting channels for sediments

carried along over the plateau towards the E. The minerogenous particles originate, for the most part, from marginal glacial-deposits on the plateau. The biogenous ones are mostly produced by the epibioses on the top of plateau. In typical cases the stratification of terraces and cones looks as follows: the bulk of their bottom layer is minerogenous, the intermediate stratum is predominantly biogenous, whereas the top layer consists of cobbles and boulders. Often the deposit in its entity is quite minerogenous — a consequence of an extreme difference of velocity between mobilization of minerogenous particles on the one hand and produce of biogenous sediments on the other.

During continual regression three different kinds of events upon the sediment-producing plateau can have been registered in the sequence of strata of the deposits mentioned: first appears a sediment-producing *algae*-biocoenosis, thereafter a *Balanus*-border, and last, at the passing of the surf-zone, the rest of the marginal glacial-deposit — cobbles and boulders — is thrown down. This affords the possibility of estimating the altitude of the sea-level on these occasions. These heights of sea-level, put into the delevelling curve of the region in question, immediately indicates the age of those stages of sea-level; the delevelling curve has been constructed on the basis of levels isolating marine from supramarine horizons and dated pollen-analytically. In some cases direct pollen-analysis has been employed. Thus earlier dating methods, mainly based on the thermal composition of the fauna, have not been used here; as a matter of fact, those methods imply a circular argument.

Deltas occur in the S. W.–N. E. valleys on the lee side of the watershed, which usually consists of tillitic accumulations. Deltas — as well as terraces and cones — can form sections of complex formations, the morphology of which generally varies from case to case. One variety, however, is always constant, viz. formations of a single delta in conjunction with a terrace located S. E. of the watershed in N. W.–S. E. valleys.

Regradation-deposits occur only as terraces. They are predominantly quite minerogenous, but they can also be formed as shell beds. They have been protected against abrasion by a big-dimensioned top layer, probably formed by a land slide.

The importance of whirl-pools in the process of deposition has been emphasized and discussed. These currents retain particles which are easily mobile and for this reason a considerable granulometrical dispersion can be caused (fig. 34: III–V).

Examples of the genesis of shell-bearing layers have been given in the text. Special discussions of a number of deposits analysed are given in "Spezieller Teil" (pp. 153–259). On pp. 260–286 there is given a survey of the subfossil representation in Northern Bohuslän of a number of biontic groups occurring in about 180 deposits examined. The molluscs and other groups,

represented by several species, e. g. the Foraminifera, present a fairly complete picture of the sub-fossil occurrence of these groups; as to some other groups, only an incomplete and instantaneous one can be gathered. The succession and intensity of migration of the species and varieties observed (approx. 365) during the different Quaternary epochs has been computed. The migration of the constituents grouped in accordance with their modern geographical distribution may elucidate the hydro-thermal development in the coastal waters of Northern Bohuslän after the Ice-Age. It has been proved that the migration-intensity was high during three different periods: about 10000–8000, 7000–5500, and 2500–500 B. C. During the first period there were already a rather great number of boreal-lusitanian species present (even some low-boreal-lusitanian ones [cf. p. 288 f.]). During the period c. 8000–7000 B. C. (approx. the classical Yoldia-age), the migration-intensity of such species was low. Between c. 6000 and 5500 B. C. a very intense invasion took place not the least of low-boreal species. C. 2500–500 B. C. a fauna with *Lutraria elliptica* migrated to Northern Bohuslän. — Consequently it appears as if the thermal conditions in these coastal waters have been favourable as early as at the beginning of Late Glacial time. It seems, however, as if only inconsiderable improvement took place during the Yoldia-time, but in Ancylus-time the water temperature increased appreciably, perhaps it was more favourable than at present. The invasion-maximum, however, that occurred about 1000 years before the aero-thermal optimum, may not be considered as a hydro-thermal optimum.

Of the fossils observed several, especially among the Foraminifera, differ from the species and varieties already known. Two new species have been distinguished among the Foraminifera: *Lagena vikensis* and *Robulus thalmanni* (p. 265 f.).

Finally, an examination is performed of those Quaternary stratigraphic-chronological systems, arranged on the basis of shell-bearing deposits, predominantly by Norwegian geologists. Above all, the foundations of ÖYEN's well-known system have been subjected to a critical investigation, with result of finding his stages neither paleontologically characterized nor geologically founded on uncontradicted field evidences. Thus the paleontological support for the dating of raised beaches of Fennoscandia, on which TANNER lays particular stress, is of no effect.

Literaturverzeichnis.

Abkürzungen:

D. (N. S.) G. U. = Danmarks (Norges, Sveriges) geologiske Undersögelse (undersökelse) resp. geologiska undersökning. D. G. F. = Dansk geologisk Forening. G. F. F. = Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar. N. G. T. = Norsk geologisk tidskrift.

Ahlmann, H. W:son, Strandzonens allmänna morfologiska utveckling med särskild hänsyn till insjöar. Ymer 1914 H. 3. Stockholm 1914.

Alander, H., Sponges from the Swedish West-Coast and Adjacent Waters. Göteborg 1942.

Andersson, J. G., On the Geology of Graham Land. Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. VII. Upsala 1906.

Antevs, E., Post-Glacial Marine Shell-Beds in Bohuslän. G. F. F. Bd. 39. Stockholm 1917.

——, On the Litoral Mollusc-Fauna of our West Coast. G. F. F. Bd. 40. Stockholm 1918.

——, Senkvartära nivåförändringar i Norden. G. F. F. Bd. 43. Stockholm 1921.

——, Shell Beds on the Skagerack. G. F. F. Bd. 50. Stockholm 1928. (*Daselbst Literaturhinweise.*)

Appellöf, A., Invertebrate Bottom Fauna of the Norwegian Sea and North Atlantic. In Sir John Murray and Johan Hjort: The Depths of the Ocean. London 1912.

Asbjörnsen, P. Chr., Bidrag til Christianiafjordens Litoralfauna. Nyt Mag. for Naturv. Bd. 7. Christiania 1869.

Asklund, B., Den marina skalbärande faunan och de senglaciala nivåförändringarna. S. G. U. Ser. C. N:o 393. Stockholm 1936.

Aurivillius, C. W. S., Öfversigt öfver de af Vega-exp. insamlade Arktiska Hafsmollusker. Vega-Exp. vetenskapl. iakttt. Bd. 4. Stockholm 1887.

Awerinzew, S., Einige Beiträge zur Verbreitung der Bodenfauna im Kola-Fjorde. Internat. Revue d. gesamt. Hydrobiol. und Hydrogr. Bd. II. Leipzig 1909.

Bagge, A., Västkustens stenåldersboplatser och nivåförändringar. Fornvännen 1937. Stockholm 1937.

Bárdarson, G. G., *Purpura lapillus* L. i hævede Lag paa Nordkysten af Island Vid. Medd. naturhist. Foren. Kjøbenhavn, 1906. Kjøbenhavn 1907.

——, Traces of Changes of Climate and Level at Húnaflói, Northern Iceland. In: Die Veränderungen des Klimas. (Berichten d. Exekutiv-komitees d. 11. internat. Geologenkongresses.) Stockholm 1910.

— —, Om den marine Molluskfauna ved Vestkysten af Island. K. Danske Vid. Selsk. Biol. Medd., Vol. 2, No. 2. København 1920.

— —, Fossile Skalaflejringer ved Breidifjörður i Vest-Island. G. F. F. Bd. 43. Stockholm 1922.

Bartenstein, H., Foraminiferen der meerischen und brackischen Bezirke des Jade-Gebietes. Senckenbergiana, Bd. 20. Frankfurt a. M. 1938.

Barth, T. F. W.–Correns, C. W.–Eskola, P., Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.

Bergsten, F., Changes of Level on the Coasts of Sweden. Geografiska Annaler, Bd. XII. Stockholm 1930.

Bjørlykke, K. O., Norges kvartærgeologi. N. G. U. Nr. 65. Kristiania 1913. (*Daselbst Literaturhinweise.*)

Blegvad, H., Undersøgelser over Næring og Ernæringsforhold hos Havsbundens invertebrate Dyresamfund i danske Farvande. Beretning til Landbrugsministeriet fra d. danske biol. Station, XXII. Kjøbenhavn 1914.

——, Fortsatte Undersøgelser over Mængden af Fiskeføde paa Havbunden. Beretning til Landbrugsministeriet fra d. danske biol. Station, XXXI. Kjøbenhavn 1925.

Bodman, G., Kvantitativ undersökning af en finiglacial och postglacial Mya-bank vid Brandshult, Släps s:n, Halland. G. F. F. Bd. 38. Stockholm 1917.

Borg, F., Über die *Spirorbis*-Arten Schwedens nebst einem Versuch zu einer neuen Einteilung der Gattung *Spirorbis*. Zool. Bidrag från Uppsala, Bd. 5. Uppsala 1917.

——, Moostierchen oder Bryozoen (Ectoprocten). Die Tierwelt Deutschlands, Teil 17. Jena 1930.

——, Über die geographische Verbreitung der innerhalb des arktischen Gebietes gefundenen marinen Bryozoen. Archiv für Naturgeschichte, Neue Folge. Bd. 2, Heft 1, 1933. Leipzig 1933.

Boysen Jensen, P., Studier over Havbundens organiske Stoffer. Beretning til Landbrugsministeriet fra d. danske biol. Station, XXII. Kjøbenhavn 1914.

Brady, G. S. und Robertson, D., The Ostracoda and Foraminifera of Tidal Rivers. Ann. and Mag. of Nat. Hist. Juli 1870. London 1870.

Brady, G. S.–Crosskey, H. W.–Robertson, D., A Monograph of the Post-Tertiary Entomostraca of Scotland including Species from England and Ireland. Pal. Soc. Monogr. London 1874.

Brady, G. S. und Norman, A., Monograph of the Marine and Freshwater Ostracoda of the North Atlantic and North-Western Europe. Trans. Roy. Soc. Dublin. Vol. IV, Ser. 2. London 1889.

Brady, H. B., Report on the Scientific Results of the Voyage of H. M. S. Challenger 1873–76. Zoology, Vol. IX. Report on the Foraminifera. (Text- und Abb.-Bände.) London 1884. (*Daselbst ältere Literaturhinweise.*)

Brattström, H., Studien über die Echinodermen des Gebietes zwischen Skagerrak und Ostsee, besonders des Öresundes, mit einer Übersicht über die physische Geographie. — Undersökningar över Öresund XXVII. Lund 1941.

Brenner, T., Mineraljordarternas fysikaliska egenskaper. Bull. Comm. Géol. Finl. N:o 94. Helsingfors 1931.

Broch, Hj., Cirripedia thoracica von Norwegen. Vid.-Selsk. Skr. I. Nat.-Naturv. Klasse, 1924, No. 17. Kristiania 1924.

Brotzky, V. A., Materials for the Quantitative Evaluation of the Bottom Fauna of the Storfjord (E. Spitzbergen). Berichte des Wissenschaftl. Meeresinst. Bd. IV. Lief. 3. Moskva 1930.

Brøgger, W. C., Om de senglaciale og postglaciale nivåforandringer i Kristianiafeltet (Molluskfaunan). N. G. U. No. 31. Kristiania 1900 und 1901.

——, Strandliniens beliggenhed under stenalderen i det sydöstlige Norge. N. G. U. No. 41. Kristiania 1905.

Bøggild, O. B., The Shell Structure of the Molluscs. D. Kgl. Danske Vid. Selsk. Skr. 9. Raekke, II: 2. København 1930.

Caldenius, C., Gotiglaciala israndsstadier och jökelbäddar i Halland. G. F. F. Bd. 64. Stockholm 1942.

Celsius, A., Anmärkning om vatnets förminskande så i Östersiön som Vesterhafvet. K. Svenska Vet.-Akad. Handl. Vol. IV. Stockholm 1743.

Chapman, F. und Parr, W., Australasian Antarctic Exp. 1911–14. Scient. Reports. Series C. Zoology and Botany. Vol. I, Part 2. *Foraminifera*. Sydney 1937.

Cleve-Euler, A., Skalbankar och nivåförändringar i Skageracksområdet. G. F. F. Bd. 48. Stockholm 1926.

Cronander, A. W., On the Laws of Movement of Sea-Currents and Rivers. Mit Appendices I, II und III. Norrköping 1898.

——, Om ytström och bottenström i Kattegatt. K. Svenska Vet.-Akad. Handl. Bd. 38. N:o 2. Stockholm 1904.

Crosskey, H. W. und Robertson, D., Notes on the Post-tertiary Geology of Norway. Proc. Phil. Soc. Glasgow, Vol. VI. Glasgow 1868.

Cushman, J. A., A Monograph of the Foraminifera of the North Pacific Ocean. Part I–VI. U. S. Nat. Mus. Bull. 71. Washington 1910, 1911, 1913, 1914, 1915 und 1917.

——, The Foraminifera of the Canadian Arctic Exp., 1913–1918. Report of the Canadian Arctic Exp. 1913–18, Vol. IX. Part M. Ottawa 1920.

——, The Foraminifera of the Atlantic Ocean. Part 6. U. S. Nat. Mus. Bull. 104. Washington 1929.

——, The Foraminifera of the Tropical Pacific Collections of the »Albatross», 1899–1900. U. S. Nat. Mus. Bull. 161. Washington 1932.

——, Foraminifera. Their Classification and Economic Use. Cushm. Lab. Foram. Res. Spec. Publ. No. 4. Sharon, Mass. 1933.

——, An Illustrated Key to the Foraminifera. Cushm. Lab. Foram. Res. Spec. Publ. No. 5. Sharon, Mass. 1933.

——, A Monograph of the Foraminiferal Family Nonionidae. U. S. Dep. of the Interior. Professional Paper 191. Washington 1939.

Cushman, J. A. und Ozawa, Y., A Monograph of the Foraminiferal Family Polymorphinidae Recent and Fossil. Proc. of the U. S. Nat. Mus., Vol. 77. Washington 1930.

Cushman, J. A. und Valentine, W. W., Shallow-Water Foraminifera from the Channel Islands of Southern California. Contributions from the Dep. of Geology of Stanford Univ. Vol. I. N:o 1. Stanford, California 1930.

Danielsen, D., Om nogle skjælforekomster ved Kristianssand. Nyt Mag. for Naturv. Bd. 43. Christiania 1905.

——, Skjælbankestudier i den østlige del af Nedenes amt. Nyt Mag. for Naturv. Bd. 44. Kristiania 1906.

——, Glacialgeologiske undersøkelser omkring Kristianssand. Nyt Mag. for Naturv. Bd. XLVII. Kristiania 1909.

——, Bidrag til Sørlandets kvartærgeologi. N. G. U. Nr. 55. Kristiania 1910.

——, Kvartærgeologiske streiftog paa Sørlandet. Nyt Mag. for Naturv. Bd. 50. Christiania 1912.

——, Frå Skjelbankane på Agder. N. G. T. Bd. 10. Oslo 1929.

Dautzenberg, Ph. und Fischer, H., Mollusques provenant des campagnes de l'Hirondelle et de la Princesse-Alice dans les Mers du Nord. Rés. Camp. Sci. Albert I de Monaco. Fasc. XXXVII. Monaco 1912.

Defant, A., Dynamische Ozeanographie. (Einführung in die Geophysik, III.) Berlin 1929.

De Geer, G., Skandinaviens geografiska utveckling efter istiden. S. G. U. Ser. C. N:o 161 a. Stockholm 1896.
——, Beskrifning till kartbladet Strömstad med Koster. S. G. U. Ser. Ac. N:o 1. Stockholm 1902.
——, Quaternary Sea-bottoms in Western Sweden. G. F. F. Bd. 32. Stockholm 1910.
——, Om moränmaterial i sekundärt läge. G. F. F. Bd. 41. Stockholm 1919.
——, Geochronologia Suecica principles. K. Svenska Vet.-Akad. Handl. Ser. 3. Bd. 18. N:o 6. Uppsala 1940.
Dietrichsen, B., Jettegryter og skjælbanke ved Vansjø nær Moss. N. G. T. Bd. 7. Kristiania 1924.
Dons, C., Litt om bakevjer. Naturen. Bergen 1916.
——, *Pholas candida* Lin. ny for Norges recente fauna. K. Norske Vid. Selsk. Skr. 1926, No. 1. Trondhjem 1927.
d'Orbigny, A., Foraminifères Fossiles du Bassin Tertiaire de Vienne. Paris 1846.
Ehrhardt, A., Das Watt. Hamburg 1937.
Ekman, S., Thiergeographie des Meeres. Leipzig 1935.
Ekman, V. W., Über Horizontalzirkulation bei winderzeugten Meeresströmungen. Arkiv för matem., astron. och fysik, Bd. 17. N:o 26. Uppsala 1923.
Ekström, G., Klassifikation av svenska åkerjordar. S. G. U. Ser. C. N:o 345. Stockholm 1927.
——, Agrogeologiska undersökningar vid Svalöv. S. G. U. Ser. C. N:o 380. Stockholm 1934.
Elofson, O., Zur Kenntnis der marinen Ostracoden Schwedens mit besonderer Berücksichtigung des Skageraks. Zool. Bidrag från Uppsala. Bd. 19. Uppsala 1941. (*Daselbst Literaturhinweise.*)
Engels, H., Handbuch des Wasserbaues für das Studium und die Praxis. Bd. I–II. Leipzig 1923.
Erdmann, A., Bidrag till kännedomen om Sveriges quartära bildningar. Stockholm 1868.
Faegri, K., Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen. II. Zur spätquartären Geschichte Jærens. Bergens Mus. Aarb. Naturv. Rekke, Nr. 8. Bergen 1940.
Forbes, E., On the Connexion between the Distribution of the Existing Fauna and Flora of the British Isles, and the Geological Changes which have Affected their Area, Especially during the Epoch of the Northern Drift. Memoirs of the Geological Survey, I. London 1846.
Forbes, E. und Hanley, S., A History of British Mollusca and their Shells. Bd. I—IV (Text). London 1853, Abbildungen 1848.
Friele, H., Bidrag til Vestlandets Molluskfauna. Forh. i Vid.-Selsk. i Christiania Aar 1875. Christiania 1876.
——, Mollusca I. Buccinidae. Den Norske Nordhavs-Expedition 1876–1878. Bd. 3. Christiania 1882 und 1886.
Fromm, E., Geochronologisch datierte Pollendiagramme und Diatoméenanalysen aus Ångermanland. G. F. F. Nr. 60. Stockholm 1938.
Föyn, E.–Karlik, B.–Pettersson, H.–Rona, E., The Radioactivity of Seawater. Medd. fr. Oceanografiska Institutet i Göteborg, 2. Göteborg 1939.
Gislén, T., Epibioses of the Gullmar Fjord, I und II. Kristinebergs Zoologiska Station 1877–1927. Nr. 3 und 4. Skriftserie utgiven av K. Svenska Vet.-Akad. Stockholm 1929–1930.

Goës, A., A Synopsis of the Arctic and Scandinavian Recent Marine Foraminifera. K. Svenska Vet.-Akad. Handl. Bd. 25. N:o 9. Stockholm 1894.

Grieg, J. A., Bidrag til kundskaben om Hardangerfjordens fauna. Bergens Mus. Aarb. 1913, No. 1. Bergen 1913.

Gripenberg, S., A Study of the Sediments of the North Baltic and Adjoining Seas. Fennia 60, No. 3. Helsingfors 1934.

Grund, A., Strömungsbeobachtungen im Byfjord bei Bergen und in anderen norwegischen Fjorden. Internat. Revue d. gesamt. Hydrobiol. und Hydrogr. Bd. II. Leipzig 1909.

Gry, H., Eine Methode zur Charakterisierung der Kornverteilung klastischer Sedimente. Geologische Rundschau, Bd. 29. Stuttgart 1938.

Grønlie, O. T., Kvartærgeologiske iagttakelser i Salten. Tromsø Mus. Aarsh. Bd. 31 & 32. Tromsø 1910.

——, Kvartærgeologiske undersøkelser i Tromsø amt. I, II und III. Tromsø Mus. Aarsh. Bd. 35, 36, 38 und 39. Tromsø 1914 und 1918.

——, Strandlinjer, moræner og skjælforekomster i den sydlige del av Troms fylke. N. G. U. Nr. 94. Kristiania 1922.

——, Contributions to the Quaternary Geology of Novaya Zemlya. Report of the Scientific Results of the Norwegian Expedition to Novaya Zemlya 1921. No. 21. Kristiania 1924.

Gustafson, T. und Otterstedt, B., Svenska strömmätningar i Kattegatt 1930. Svenska Hydrogr.-Biol. Komm. Skr. Ny serie: Hydrografi, X. Göteborg 1931.

Göteborgs Museum, Årstryck 1937. Arkeolog. avd. Göteborg 1937.

Halden, B. E., Om torvmossar och marina sediment inom norra Hälsinglands litorinaområde. S. G. U. Ser. C. N:o 280. Stockholm 1917.

——, Om de norrländska skalbankarnas växtgeografiska betydelse. Svensk Bot. Tidskr. 1920. Bd. 14. Stockholm 1920.

——, Skalgrusförekomster i Västerbotten. S. G. U. Ser. C. N:o 307. Stockholm 1921.

——, Svenska jordarter. Tekn. Handelsför. Publikationer, N:r 53, Serie A, N:r 21. Stockholm 1923.

——, Märklig form av postglacial lermärgel. G. F. F. Bd. 47. Stockholm 1925.

——, Einige für die Geotechnik beachtenswerte Erfahrungen betreffs der Verteilung der Bodenarten des kupierten Geländes unterhalb der höchsten marinen Grenze. Ing. Vet.-Akad. Handl. Nr 73. Stockholm 1927.

Heron-Allen, E. und Earland, A., Foraminifera. Proc. Roy. Irish Acad. Vol. XXXI. Dublin 1913.

—— und ——, The Foraminifera of the West of Scotland. Trans. Linn. Soc. London, Sec. Ser. Vol. XI. Zoology. London 1916. (*Daselbst Literaturhinweise.*)

—— und ——, Protozoa. Part II. Foraminifera. Brit. Antarct. Exp. 1910. Nat. Hist. Rep. Zoology. Vol. VI. London 1922. (*Daselbst Literaturhinweise.*)

Hessland, I., Über Massenvorkommen von *Corallina officinalis* L. Senckenbergiana, Bd. 25. 1942. Frankfurt a. M. 1942.

Hessle, Chr., Undersökningar rörande bottnen och bottenfaunan i farvattnen vid Gotland och Öland. Medd. fr. Kungl. Lantbruksstyrelsen, N:r 243. Stockholm 1923.

——, Bottenboniteringar i inre Östersjön. Medd. fr. Kungl. Lantbruksstyrelsen, N:r 250. Stockholm 1924.

Hjulström, F., Studies of the Morphological Activity of Rivers as Illustrated by the River Fyris. Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXV. Uppsala 1935.

Hoel, A., Den marine grænse ved Velfjorden. Christiania Vid.-Selsk. Forh. 1906 No. 4. Christiania 1906.
——, Kvartærgeologiske Undersøgelser i Nordre Trondhjems og Nordlands Amter. Archiv f. Math. og Naturv. Bd. 28. Kristiania 1907.
——, Besprechung von Öyen, P. A.: Kvartærstudier i Trondhjemsfeltet, III, 1915. G. F. F. Bd. 38. Stockholm 1917.
Hofker, J., The Foraminifera of the Siboga-Expedition II. Leiden 1930.
Hofsten, N. v., Die Echinodermen des Eisfjords. K. Svenska Vet.-Akad. Handl. Bd. 54. N:o 2. Stockholm 1915.
Holmboe, J., Om faunaen i nogle skjælbanker og lerlag ved Norges nordlige kyst. N. G. U. No. 37. Kristiania 1904.
Holmsen, G., Hvordan Norges jord blev til. N. G. U. Nr. 123. Kristiania 1924.
——, Rana. Beskrivelse til det geologiske generalkart. N. G. U. Nr. 136. Oslo 1932.
Holtedahl, O., Studier over israndterrassene syd for de store østlandske sjøer. Vid.-Selsk. Skr. I. Mat.-Naturv. Klasse, 1924, No. 14. Kristiania 1924.
Hult, J., On the Soft-bottom Isopods of the Skager Rak. Zool. Bidrag från Uppsala, Bd. 21. Uppsala 1941.
Hyypää, E., Über die spätquartäre Entwicklung Nordfinnlands mit Ergänzungen zur Kenntnis des spätglazialen Klimas. Bull. Comm. Géol. Finl. N:o 115. Helsinki 1936.
Hägg[1], R., Interglaziale und postglaziale Meeresmollusken aus Feuerland und Südpatagonien als Beweis für ein wärmeres Klima als das jetzige. Arkiv f. Zoologi. Bd. 7. N:o 1. Uppsala 1910.
——, Mollusca und Brachiopoda gesammelt von der schwedischen zoologischen Polarexpedition nach Spitzbergen, dem nord-östlichen Grönland und Jan Mayen im Jahre 1900. I und II. Arkiv f. Zoologi, Bd. 2, No. 2 und 13. Stockholm 1904 und 1905.
——, Stångenäskraniets skalbank. G. F. F. Bd. 46. Stockholm 1924.
Häntzschel, W., Schlick-Gerölle und Muschel-Klappen als Strömungsmarken im Wattenmeer. Natur und Volk, Bd. 69. Frankfurt a. M. 1939.
Högbom, A. G., Nivåförändringarna i Norden. Ett kapitel ur den svenska naturforskningens historia. Göteborgs K. Vet.- o. Vitt. Samh. Handl. Fjärde följden, XXI: 3. Göteborg 1920.
Idelson, M. S., A Preliminary Quantitative Evaluation of the Bottom Fauna of the Spitzbergen Bank. Berichte des Wissenschaftl. Meeresinst. Bd. IV. Lief. 3. Moskva 1930.
Iversen, J., Sekundäres Pollen als Fehlerquelle. D. G. U. IV. Raekke, Bd. 2, Nr. 15. Köbenhavn 1936.
Jeffreys, J. G., The Upper Tertiary Fossils at Uddevalla in Sweden. Rep. Brit. Assoc. Adv. Sci. 1863. Liverpool 1863.
——, British Conchology. Vol. I–V. London 1862–1869.
Jensen, A. S., Studier over nordiske Mollusker. 1, 2 und 3. Vid. Medd. naturhist. Foren. Kjøbenhavn, Bd. 2, 1900. Kjøbenhavn 1901, 1902 und 1905.
——, On the Mollusca of East-Greenland. I. Lamellibranchiata. With an Introduction on Greenland's Fossil Mollusc-Fauna from the Quaternary Time. Medd. om Grønland, H. 29. Kjøbenhavn 1909.
——, The Danish Ingolf-Exp. Vol. II. Part 5. Lamellibranchiata, Part I. Copenhagen 1912.

[1] Vgl. Generalregister der G. F. F.

JENSEN, A. S. und HARDER, P., Post-Glacial Changes of Climate in Arctic Regions as Revealed by Investigations on Marine Deposits. In: Die Veränderungen des Klimas. (Berichten d. Exekutiv-komitees d. 11. internat. Geologenkongresses.) Stockholm 1910.

JENSEN, A. S. und SPÄRCK, R., Bløddyr II. Saltvandsmuslinger. Danmarks Fauna 40. København 1934.

JESSEN, A., Vendsyssels Geologi; D. G. U. V Række. Nr. 2. København 1936.

JOHANSEN, A. C., Om Aflejringen af Molluskernes Skaller i Indsøer og i Havet. Vid. Medd. naturhist. Foren. Kjøbenhavn, 1901. Kjøbenhavn 1902.

——, On the Mollusca between Tide-Marks at the Coasts of Iceland. Vid. Medd. naturhist. Foren. Kjøbenhavn, 1902. Kjøbenhavn 1902.

——, On the Variations Observable in Some Northern Species of *Littorina*. Vid. Medd. naturhist. Foren. Kjøbenhavn, 1901. Kjøbenhavn 1902.

——, On the Hypotheses on the Sinking of Sea-Beds Based on the Occurrence of Dead Shallow-Water Shells at Great Depths in the Sea. Vid. Medd. naturhist. Foren. Kjøbenhavn, 1902. Kjøbenhavn 1902.

JOHNSON, D. W., Shore Processes and Shoreline Development. New York 1919.

JÄDERHOLM, E., Northern and Arctic Invertebrates etc. IV. Hydroiden. K. Svenska Vet.-Akad. Handl. Bd. 45. N:o 1. Uppsala 1909.

KALDHOL, H., Et bidrag til faunaen i Vestlandets kvartærafleiringer. Bergens Mus. Aarb. 1908. No. 6. Bergen 1908.

——, Nordfjords kvartæravleiringer. Bergens Mus. Aarb. 1912, No. 3. Bergen 1912.

——, Bidrag til Romsdals amts kvartærgeologi, I. K. Norske Vid. Selsk. Skr. 1915, No. 7. Trondhjem 1915.

——, Møre fylkes kvartærgeologi. II und III. K. Norske Vid. Selsk. Skr. 1921–1922, No. 2 und 1924, No. 4. Trondhjem 1923 und 1925.

——, Har vi spor efter flere istider i Norge. N. G. T. Bd. 12. Oslo 1931.

——, Sunnmøres kvartærgeologi. N. G. T. Bd. 11, årg. 1930. Oslo 1932.

KALM, P., Västgötha och Bohusländska Resor. Stockholm 1745.

KEILHAU, B. M., Undersögelser om hvorvidt i Norge, saaledes som i Sverrig, findes Tegn til en Fremstigning af Landjorden i den nyere og nyeste geologiske Tid. Nyt Mag. for Naturv. Förste Bind. Christiania 1838.

KESSEL, E., Schwarze Muschel- und Schnecken-Schalen am Strande. Natur und Volk, Bd. 67. Frankfurt a. M. 1937.

KIAER, H., Synopsis of the Norwegian Marine Thalamophora. Rep. Norw. Fish. and Marine Investigations, Vol. I. No. 7. Kristiania 1900.

KIAER, H. und WOLLEBAEK, A., Om dyrelivet i Kristianiafjorden I. Nyt Mag. for Naturv. Bd. 51. Christiania 1913.

KJELLERØD, AA., En skjellbanke under raet i Østfold (Vortrag). N. G. T. Bd. 17. Oslo 1938.

KJELLMAN, F. R., The Algae of the Arctic Sea. K. Svenska Vet.-Akad. Handl. Bd. 20. Nr. 5. Stockholm 1883.

KJERULF, TH., Udsigt over det sydlige Norges geologi. Christiania 1879.

KNIPOWITSCH, N., Zur Kenntnis der geologischen Geschichte der Fauna des Weissen und des Murman-Meeres. Sep. Verh. d. K. Russ. Mineralog. Gesellsch. Ser. II. Bd. XXXVIII. No. 1. St. Petersburg 1900.

——, Zur Kenntnis der geologischen Klimate. Sep. Verh. d. K. Russ. Mineralog. Gesellsch. Ser. II. Bd. XL, No. 2. St. Petersburg 1903.

KOCH, A., Von der Bewegung des Wassers. Berlin 1926.

Kolderup, C. F., Bergensfeltet og tilstødende trakter i senglacial og postglacial tid. Bergens Mus. Aarb. 1907, No. 14. Bergen 1907.

Krumbein, W. C.–Pettijohn, F. J., Manual of Sedimentary Petrography. New York und London 1938.

Krümmel, O., Handbuch der Ozeanographie, Band II. Stuttgart 1911.

Kulling, O. und Ahlmann, H. W:son, Observations on Raised Beaches and their Faunas. Geografiska Annaler, H. 1. 1936. Stockholm 1936.

Lahee, F. H., Field geology. New York und London 1931.

Lamb, H., Hydrodynamics. Cambridge 1932.

Larsson, W., Die Svinesund–Kosterfjord–Überschiebung. S. G. U. Ser. C. N:o 411. Stockholm 1938.

Laursen, D., Et Profil gennem en Skalbanke fra Dosina-Havet. Medd. D. G. F. Bd. 9. København 1938.

Leche, W., Öfversigt öfver de af svenska expeditionerna till Novaja Semlja och Jenissej 1875 och 1876 insamlade Hafs-mollusker. K. Svenska Vet.-Akad. Handl. Bd. 16. N:o 2. Stockholm 1878.

Lindholm, W. A., Zur Kenntnis der postpliocaenen Molluskenfauna des westlichen Murman. Petersburg 1921.

Lindroth, A., Die Assoziationen der marinen Weichböden. Zool. Bidrag från Uppsala, Bd. 15. Uppsala 1935.

Linné, C., v., Wästgöta-Resa 1746. Stockholm 1747.

Ljungman, A. V., Geologiska iakttagelser gjorda under en resa i mellersta Bohuslän sommaren 1870. Uppsala 1870.

Ljungner, E., Kort vägledning för en geologisk-geomorfologisk exkursion genom Bohusläns granitskärgård. Göteborg 1923.

——, Tvåflikiga grytor, ett drag i den glaciala detaljskulpturen. Särtryck ur Förhandlingar vid det 17:de Skandinaviska naturforskarmötet (Göteborg 1923). Göteborg 1924.

——, Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrak-Küste. I–III. Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXI. Uppsala 1927 und 1930.

——, Terräng och jordbruksbebyggelse i Bohuslän. Medd. fr. Upsala Univ. Geogr. Inst. Ser. A. N:o 17. Lysekil 1938.

Lovén, S., Om Nordens Hafs-Mollusker. Öfversigt af K. Svenska Vet.-Akad. Förhandl. Stockholm 1846.

——, Till frågan om Ishafsfaunans fordna utsträckning öfver en del af Nordens fastland. Öfversigt af K. Svenska Vet.-Akad. Förhandl. 1862. Stockholm 1862.

Lundbohm, Hj., Beskrifning till kartbladet Halmstad. S. G. U. Ser. Ab. N:o 12. Stockholm 1887.

Lohmann, H., Die Strömungen in der Strasse von Messina und die Verteilung des Planktons in derselben. Internat. Revue d. gesamt. Hydrobiol. und Hydrogr. Bd. II. Leipzig 1909.

Luther, A., Über eine Littorina-Ablagerung bei Tvärminne. Nebst einigen Bemerkungen über die Kalk auflösenden Eigenschaften der jetzigen Ostsee und des Littorina-Meeres. Acta Societatis pro Fauna et Flora Fennica, 32, N:o 4. Helsingfors 1909.

Lyell, C., On the graduel Rising of the Land in Certain Parts of Sweden. Philos. Trans. Roy. Soc. London. London 1835.

Macfayden, W. A., Foraminifera from Some Late Pliocene and Glacial Deposits of East Anglia. The Geol. Magazine, Vol. LXIX. London 1932.

Macfayden W. A., The Foraminifera of the Fenland Clays at St. Germans near King's Lynn. The Geol. Magazine, Vol. LXX. London 1933.
——, Post-glacial Foraminifera from the English Fenlands. The Geol. Magazine, Vol. LXXV. London 1938.
Madsen, H., Investigations on the Shore Fauna of East Greenland with a Survey of the Shores of Other Arctic Regions. Medd. om Grønland, Bd. 100. Nr. 8. København 1936.
Madsen, V., Istidens Foraminiferer i Danmark og Holsten. Medd. D. G. F. Nr. 2. Kjøbenhavn 1895.
——, Foraminifererne i Lommaleret; in: Holst, N. und Moberg, J.: Om Lommalerans ålder. S. G. U. Ser. C. N:o 149. Stockholm 1895.
Magnusson, N.–Granlund, E., Sveriges geologi. Stockholm 1936.
Malm, A., Malakozoologiska Bidrag till Skandinaviens Fauna. Göteborgs K. Vet.-o. Vitt.-Samh. Handl. Göteborg 1853.
Malmberg, F. und Pettersson, O., En svensk kuststation, Måseskär, 1897–1900. Sv. Hydr.-Biol. Komm. Skr. I. Göteborg 1903.
Malmgren, A. J., Nordiska Hafs-Annulater. K. Svenska Vet.-Akad. Handl. Stockholm 1865.
Matthes, H. W., Die Lagenen des deutschen Tertiärs. Paleontographica. Abt. A. Bd. 90. Stuttgart 1939.
Mayer, F. K.–Weineck, E., Die Verbreitung des Kalziumkarbonates im Tierreich unter besonderer Berücksichtigung der Wirbellosen. Jenaische Zeitschr. f. Naturw. Neue Folge, Bd. 59. Jena 1932.
Merz, A.–Möller, L., Hydrographische Untersuchungen in Bosporus und Dardanellen. (Text mit Atlas.) Veröff. d. Inst. f. Meereskunde an d. Univ. Berlin. H. 18. Berlin 1928.
Mertz, E. L., Nogle Betragtninger over V. Tanner: Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. IV. Medd. D. G. F. Bd. 7. København 1930.
Meteorologisk-hydrografiska anstalten, Tagebücher der Beobachtungsplätze Strömstad, Väderöbod und Hållö 1916–1925.
Milthers, V., Nordøstsjællands Geologi. D.G.U. V Række. Nr. 3. København 1935.
Molander, A. R., Animal Communities on Soft Bottom Areas in the Gullmar fjord. Kristinebergs Zoologiska Station 1877–1927. N:r 2. Skriftserie utgiven av K. Svenska Vet.-Akad. Uppsala 1928.
Mortensen, T., Pighude. Danmarks Fauna 27. København 1924.
——, Handbook of the Echinoderms of the British Isles. Oxford 1927.
Mosby, O., Strømmålinger i fjordene ved Bergen. Naturen. Bergen 1929.
Mosevič, N., Beiträge zur Systematik, Ökologie und Verbreitung der recenten und fossilen *Yoldia arctica* Gray. Acad. des Sci. de Leningrad. Leningrad 1928.
Munthe[1], H., Preliminary Report on the Physical Geography of the Litorina-Sea. Bull. Geol. Inst. Ups. Vol. II, 1894. Upsala 1895.
——, Studien über ältere Quartärablagerungen im südbaltischen Gebiete. Bull. Geol. Inst. Vol. III. Upsala 1896.
——, Om faunan i Vestgötaslättens yoldialera mellan Skara-Herrljunga och Venern. G. F. F. Bd. 23. Stockholm 1901.
——, Om Nordens, främst Baltikums, senkvartära utveckling och stenåldersbebyggelse. K. Svenska Vet.-Akad. Handl. Tredje serien. Bd. 19. N:o 1. Stockholm 1940.
Mägdefrau, K., Über die Ca- und Mg-Ablagerung bei den Corallinaceen des Golfes von Neapel. Allg. bot. Ztg. N. F. 28. Jena 1933.

[1] Vgl. Generalregister der G. F. F.

Niklasson, N., Råö och Varberg. Ett bidrag till kännedomen om bosättningen i Sverige under senglacial tid. Arkeologiska studier tillägnade H. K. H. Kronprins Gustaf Adolf. Stockholm 1932.

Nilsson, E., Gotiglaciala issjöar i södra Sverige. G. F. F. Bd. 64. Stockholm 1942.

Nilsson, T., En skalbanksstudie i Bohuslän. G. F. F. Bd. 49. Stockholm 1927.

Noe-Nygaard, A., Remarks on *Mytilus edulis* L. in Raised Beaches in East Greenland. Medd. om Grønland, Bd. 95. Nr. 2. København 1932.

Nordgaard, O., Bidrag til faunens historie i Trondhjemsfjorden. K. Norske Vid. Selsk. Skr. No. 7. Trondhjem 1907.

——, Fortegnelse over de i kvartære avleiringer i Norge forekommende skalbærende mollusker etc. og deres utbredelse i nutiden. N. G. U. Nr. 65. Kristiania 1913.

——, Havstrømmene og den norske marine fauna. K. Norske Vid. Selsk. Skr. Bd. 1. Trondhjem 1915.

Nordmann, V., Dosinialagene ved Kattegat. Medd. D. G. F. Nr. 10 und 11. København 1904 und 1905.

——, Bemærkninger om senglaciale og alluviale Skalbanker paa Sveriges Vestkyst. Medd. D. G. F. Nr. 12. København 1906.

Nordmann, V. und Madsen, V., Oversigt over Danmarks Geologi. D. G. U. V. Række. Nr. 4. København 1928.

Nummedal, A., Om Flintpladsene. N. G. T. Bd. 7. Kristiania 1924.

Odhner, N., Marine Mollusca of Iceland in the collections of the Swedish State Museum. Arkiv f. Zoologi, Bd. 7. N:o 4. Uppsala 1910.

——, Northern and Arctic Invertebrates etc. V. Prosobranchia. 1 und 2. K. Svenska Vet.-Akad. Handl. Bd. 48. N:o 1. und Bd. 50. N:o 5. Stockholm 1912 und 1913.

——, Die Molluskenfauna des Eisfjordes. K. Svenska Vet.-Akad. Handl. Bd. 54. N:o 1. Stockholm 1915. (*Daselbst Literaturhinweise.*)

——, Skalbankarna och nivåförändringarna i Bohuslän. En kritik. G. F. F. Bd. 40. Stockholm 1918.

——, Några fakta till belysning av skalbanksproblemet. G. F. F. Bd. 49. Stockholm 1927.

——, Besprechung der Abhandlung: »Shell Beds on the Skagerack» von E. Antevs. G. F. F. Bd. 51. Stockholm 1929.

——, Skalbankarna vid Uddevalla. Naturens Liv. H. 10 och 11. Stockholm 1930.

Olbers, E. W., Upplysningar till Geologisk Karta öfver Bullarens och Sörbygdens härader uti Bohus län. Göteborg 1864.

——, Upplysningar till Geologisk Karta öfver Wätte härad jemte Strömstads område samt öfver Norra delen af Tanums härad uti Bohus län. Göteborg 1866.

——, Bidrag till Götheborgs och Bohus läns geologi. Stockholm 1870.

Olsson, A., Om anrikning av diatomacéer ur jordarter. G. F. F. Bd. 51. Stockholm 1929.

Ostenfeld, C. H., Aalegræssets (*Zostera marina's*) Vækstforhold og Udbredelse i vore Farvande. Beretning til Landbrugsministeriet fra d. danske biol. Station, XVI. Kjøbenhavn 1908.

Petersen, C. G. J., Om de skalbærende Molluskers Udbredningsforhold i de danske Have indenfor Skagen. Diss. Kjøbenhavn 1888.

——, Om Havbundens Dyresamfund i Skagerak, Kristianiafjord og de danske Farvande. Beretning til Landbrugsministeriet fra d. danske biol. Station, XXIII. Kjøbenhavn 1915.

PETERSEN, C. G. J. und BOYSEN JENSEN, P., Havets Bonitering. I. Havbundens Dyreliv, dets Næring og Mængde. (Kvantitative Studier.) Beretning til Landbrugsministeriet fra d. danske biol. Station,. XX. Kjøbenhavn 1911.

——, Havets Bonitering II. Om Havbundens Dyresamfund og om disses Betydning for den marine Zoogeografi. Beretning til Landbrugsministeriet fra d. danske biol. Station, XXI. Kjøbenhavn 1913.

PETTERSSON, O., On the Influence of Ice-Melting upon Oceanic Circulation. Sv. Hydr.-Biol. Komm. Skr. II. Göteborg 1905.

——, Strömstudier vid Östersjöns portar. Sv. Hydr.-Biol. Komm. Skr., III. Göteborg 1908.

——, Vattenutbytet mellan Skagerak och Östersjön. Sv. Hydr.-Biol. Komm. Skr. Ny serie: Hydrografi, IX. Göteborg 1931.

POSSELT, H. J., Østgrønlandske Mollusker. Medd. om Grønland. H. 19. Kjøbenhavn 1896.

VON POST, L., Kartbladen Uddevalla, Fjällbacka och Strömstad. (Utdrag ur Torvmarksregistret.) S. G. U. Ser. D. N:o 41, 51 och 61. Stockholm 1923.

——, Isobasytor i den senkvartära Viskafjorden. G. F. F. Bd. 60. Stockholm 1938.

PRINTZ, H., Die Algenvegetation des Trondhjemsfjordes. Skr. utg. av D. Norske Vid.-Akad. i Oslo I. Matem.-Naturvid. Klasse, 1926, No. 5. Oslo 1926.

RAMSAY, W., Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. Fennia, 16, N:o 1. Helsingfors 1898.

——, Ueber die Einwanderung von *Yoldia arctica* Gray ins Weisse Meer. Verhandl. d. Kais. Russ. Mineral. Gesellsch., Ser. II. Bd. XXXVIII, No. 2. St. Petersburg 1900.

——, Beiträge zur Geologie der recenten und pleistocänen Bildungen der Halbinsel Kanin. Fennia, 21, N:o 7. Helsingfors 1904.

——, Geologiens grunder I und II. Helsingfors 1931.

REKSTAD[1], J., Bidrag til kvartærtidens historie for Nordmør. N. G. U. Nr. 49. Kristiania 1909.

——, Kvartære avleiringer i Østfold. N. G. U. Nr. 91. Kristiania 1922.

RHUMBLER, L., Foraminiferen aus dem Meeressand von Helgoland. Kieler Meeresforschungen, Bd. II, H. 2. Kiel 1938.

RICHTER, H., Studier över den yttre strandzonens dynamik och morfologi inom södra östersjöområdets flack-kust. Medd. fr. Lunds Univ. Geogr. Inst. N:o 117. Lund 1936.

RINGSTRÖM, F. J., Vertebratfynd i finiglaciala skalbankar vid Uddevalla. Göteborgs K. Vet.- o. Vitt.-Samh. Handl. 4 följd. Bd. 33, N:o 6. Göteborg 1928.

ROBINSON, G. W., Note on the Mechanical Analysis of Humus Soils. Journ. Agricult. Sci. Vol. 12. Cambridge 1922.

ROSENDAL, H., Bidrag til Varangernesets geologi. N. G. T. N:o 12. Oslo 1931.

ROSENVINGE, L. K., Deuxième Mémoire sur les Algues marines du Groenland. Medd. om Grønland, XX. Kjøbenhavn 1898.

RUNEBERG, E. O., Om några förändringar på jord-ytan i allmänhet, och under de kalla Climat i synnerhet. K. Svenska Vet.-Akad. Handl. Vol. XXVI. Stockholm 1765.

RÜHL, A., Beiträge zur Kenntnis der morphologischen Wirksamkeit der Meeresströmungen. Veröff. d. Inst. f. Meereskunde und d. Geogr. Inst. an d. Univ. Berlin, H. 8. Berlin 1906.

[1] Vgl. Generalregister der N. G. U. sowie Anm. S. 10.

Samuelsen, A., Flesberg og Eiker. Beskrivelse til de geologiske gradavdelingskarter F. 35 Ø og F. 35 V. N. G. U. Nr. 143. Oslo 1937.

Sandegren[1], R., Ragundatraktens postglaciala utvecklingshistoria enligt den subfossila florans vittnesbörd. S. G. U. Ser. Ca. N:o 12. Stockholm 1924.

——, Om den postglaciala havstransgressionen vid Sydsveriges kuster. G. F. F. Bd. 56. Stockholm 1935.

——, Skalgrusbankarna vid Bräcke och Kuröd. Särtr. ur Geografdagarna i Göteborg 1937 (Exkursionen i Bohuslän). Göteborg 1937.

——, Några nya bestämningar av högsta marina gränsen i Dalsland och sydvästra Värmland. G. F. F. Bd. 65. Stockholm 1943.

Sandegren, R.–Munthe, H.–Johansson, H. E., Göteborgstraktens geologi. Göteborg 1924.

Sandegren, R. und Sundius, N., Beskrivning till kartbladet Skrikerum. S. G. U. Ser. Aa. N:o 157. Stockholm 1926.

—— & ——, Beskrivning till kartbladet Valdermarsvik. S. G. U. Ser. Aa. N:o 158. Stockholm 1928.

Sandegren, R. und Johansson, H. E., Beskrivning till kartbladet Göteborg. S.G.U. Ser. Aa. N:o 173. Stockholm 1931.

Sandegren, R.–Asklund, B.–Westergård, A. H., Beskrivning till kartbladet Gävle. S. G. U. Ser. Aa. N:o 178. Stockholm 1939.

Sandström, J. W., On Icemelting in Seawater and Currents Raised by it. Sv. Hydr.-Biol. Komm. Skr. II. Göteborg 1905.

Sars, G. O., Mollusca regionis arcticæ Norvegiæ. Christiania 1878.

——, An Account of the Crustacea of Norway. Ostracoda Part I–XIV. Bergen 1922–1926.

Sars, M., Bemærkninger over det adriatiske Havs Fauna. Mag. for Naturv. Bd. 7. Christiania 1853.

——, Om de i vor postpliocene eller glaciale formation forekommende mollusker. Christiania 1860.

——, Beretning om en i Sommeren 1859 foretagen zoologisk Reise ved Kysten av Romsdals Amt. Nyt Mag. for Naturv. Bd. 11. Christiania 1861.

——, Beretning om en i sommeren 1860 foretagen Reise i en Deel av Christianias stift for at undersøge de i den saakaldte Glacialformation forekommende organiske Levninger. Nyt Mag. for Naturv. Bd. 11. Christiania 1861.

——, Geologiske og zoologiske Iagttagelser, anstillede paa en Reise i en Deel af Trondhjems Stift i Sommeren 1862. Nyt Mag. for Naturv. Bd. 12. Christiania 1863.

——, Indberetning om en i Sommeren 1861 foretagen Reise i en Deel af Christianias Stift for at fortsætte Undersøgelsen af de i vor Glacialformation indeholdte organiske Levninger. Nyt Mag. for Naturv. Bd. 12. Christiania 1863.

— —, Om de i Norge forekommende fossile dyrelevninger fra qvartærperioden. Christiania 1865.

Sauramo, M., Kvartärgeologiska studier i östra Fennoskandia. G. F. F. Bd. 64. Stockholm 1942.

Schaffernak, F., Hydrographie. Wien 1935.

Schlumberger, C., Révision des biloculines des grands fonds. Mém. de la Soc. Zool. de France. IV. Paris 1891.

Segerstråle, S. G., Skalmärgelfyndigheterna i Finland. Fennia 47, N:o 8. Helsingfors 1927.

[1] Vgl. Generalregister der G. F. F.

Schott, W., Die Foraminiferen in dem äquatorialen Teil des atlantischen Ozeans. Wissensch. Ergebnisse d. deutschen atlantischen Exp. 1925–1927. III. Lief. 1. Berlin und Leipzig 1935.

Smith, J., On the Last Changes in the Relative Levels of Land and Sea in the British Islands. Mem. Wern. Nat. Hist. Soc. 1837–1838. Part I, Vol. VIII. London 1839.

Sparre-Schneider, J., Undersögelser over dyrlivet i de arktiske fjorde. I. Kvænangsfjordens molluskfauna. Tromsø Mus. Årshefter, No. 4, 1881. Tromsø 1881.

Spärck, R., Contributions to the Animal Ecology of the Franz Joseph Fjord and Adjacent East Greenland Waters. I–II. Medd. om Grønland. Bd. 100. Nr 1. København 1933.

——, The Benthonic Animal Communities of the Coastal Waters. The Zoology of Iceland. Vol. I, Part 6. København 1937.

Stephensen, K., Havedderkopper og Rankefødder. Danmarks Fauna 38. København 1933.

Svantesson, N., Studien über die Beziehung zwischen Wind und Meeresstrom. Lund 1924.

Swedenborg, E., Om Watnets högd och förra werldens starcka Ebb och Flod, Bewjs utur Swerige. Stockholm 1719.

Svedmark, E., Beskrifning till kartbladet Fjellbacka. S. G. U. Ser. Ac. N:o 2. Stockholm 1902.

Svenska hydrografisk-biologiska kommissionens fyrskeppsundersökning 1923–1929. Göteborg 1924–1930.

Tamm, O., Om mekanisk analys av svenska skogsjordar. Medd. fr. Statens skogsförsöksanstalt. H. 27. N:r 8. Stockholm 1934.

Tanner, V., Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. 1. Till frågan om Ost-Finnmarkens glaciation och nivåförändringar. Bull. Comm. Géol. Finl. N:o 18. Helsingfors 1907.

——, Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. IV. Om nivåförändringarna och grunddragen av den geografiska utvecklingen efter istiden i Ishavsfinland samt om homotaxin av Fennoskandias kvartära marina avlagringar. Bull. Comm. Géol. Finl. N:o 88. Helsingfors 1930.

——, Eine muscheln- und schneckenführende Ablagerung aus dem letzten Abschnitt der Steinzeit in Alahärmä, Ostrobothnien. Extrait des Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande N:o 4. Helsingfors 1931.

Teiling, E., En fossilförande postglacial Östersjölera å Ekerö. G. F. F. Bd. 31. Stockholm 1909.

Thalmann, H. E., Nomenclator (Um- und Neubenennungen) zu den Tafeln 1 bis 115 in H. B. Brady's Werk über die Foraminiferen der Challenger-Exp. Eclogae Geol. Helvetiae. Vol. 25. Basel 1932.

——, Nachtrag zum Nomenclator zu Brady's Tafelband der Chall.-Exp. Eclogae Geol. Helvetiae. Vol. 26. Basel 1933.

——, Über geographische Rassenkreise bei fossilen Foraminiferen. Palaeont. Zt. Bd. 16. Berlin 1934.

Thiele, J., Handbuch der systematischen Weichtierkunde. I und II. Jena 1929 und 1935.

Thomasson, H., Äldre baltiska skeden. G. F. F. Bd. 57. Stockholm 1935.

——, Åldersgrupperingen inom västsvensk stenålder. Göteborgs och Bohusläns Fornminnesförenings Tidskrift. Göteborg 1936.

THOMPSON, D'ARCY W., The Hydroida of the Vega Expedition. Vega-exp. vetensk. iakt. Bd. 4. Stockholm 1887.

THOMPSON, W. O., Original Structures of Beaches, Bars, and Dunes. Bull. Geol. Soc. of America, Vol. 48, 1937. New York 1937.

THORSON, G., Investigations on Shallow Water Animal Communities in the Franz Joseph fjord (East Greenland) and Adjacent Waters. Medd. om Grønland. Bd. 100. Nr. 2. København 1933.

——, Contributions to the Animal Ecology of the Scoresby Sound Fjord Complex (East Greenland). Medd. om Grønland. Bd. 100. Nr. 3. København 1934.

THOULET, J., De la solubilité de quelques substances dans l'eau de mer. Comptes rendus d. séances de l'Acad. d. Sci. Tome cent-dixième 1890. Paris 1890.

THUDÉN, C. J. A., Om de i Bohusläns postpliocena eller glaciala formation förekommande mollusker. Göteborg 1866.

TORELL, O., Bidrag till Spitsbergens molluskfauna I, jemte en allmän öfversikt af arktiska regioners naturförhållanden och forntida utbredning. Diss. Stockholm 1859.

——, Undersökningar öfver istiden, I. Översigt av K. Svenska Vet.-Akad. Förhandl. 1872. N:o 10. Stockholm 1872.

UNDÅS, I., Fossilfunnet i Blomvåg. Naturen, Nr. 4, 1942. Bergen 1942.

WAGNER, A., Geschichte der Urwelt. Leipzig 1845.

VAN VEEN, J., Untersuchungen in der Strasse von Dover mit dem Vermessungsschiff »Oceaan«. Geologische Rundschau. Bd. 29. Stuttgart 1938.

WALLERIUS, I. D., Två geologiskt intressanta platser i Klövedal, Bohuslän. G. F. F. Nr. 44. Stockholm 1922.

——, Ett nytt fynd av fågelben i en bohuslänsk Tapesbank. G. F. F. Bd. 46. Stockholm 1924.

——, Skalgrusområdet vid Linneviken jämte några andra skalförekomster på nordvästra Tjörn. G. F. F. Bd. 46. Stockholm 1924.

——, Några nya iakttagelser inom Linnevikens skalgrusfält. G. F. F. Bd. 49. Stockholm 1927.

WASMUND, E., Biocoenose und Thanatocoenose. Archiv für Hydrobiologie. 17. Stuttgart 1926.

WENZ, W., Gastropoda. Teil I (allgemeiner Teil). Handbuch der Paläozoologie. Bd. 6. Berlin 1938.

WERENSKJOLD, W., Fornebolandet og Snaröen i Östre Baerum. N. G. U. Nr. 58. Kristiania 1911.

WIESNER, H., Die Foraminiferen der Deutschen Südpolar-Expedition. 1901–1903. DRYGALSKIS Deutsche Südpolar-Exp. 1901–1903. Zool. 20. (12) Berlin und Leipzig 1931.

WILHELMI, J., Die makroskopische Fauna des Golfes von Neapel, vom Standpunkte der biologischen Analyse des Wassers betrachtet. Entwurf einer biologischen Analyse des Meerwassers. Mitteil. aus d. K. Prüfungsanst. f. Wasserversorgung u. Abwässerbeseitigung zu Berlin. Berlin 1912.

WILLE, N., Om et subfossilt Fund af *Zostera marina*. G. F. F. Bd. 16. Stockholm 1894.

WILLIAMSON, W. C., On the Recent Foraminifera of Great Britain. London 1858.

WIMAN, C. und HESSLAND, I., On the Garfowl, Alca impennis L. and the Sternum of Birds. Nova Acta Reg. Soc. Sci. Upsal. Ser. IV, Vol. 13, N:o 2. Uppsala 1942.

WITTING, R., Zur Kenntnis des vom Winde erzeugten Oberflächenstromes. Ann. d. Hydrogr. und maritimen Meteorologie. Berlin 1909.

Wolff, W., Eine Austernbank sowie eine Moor- und Süsswasserkalk-Ablagerung am Grunde des kleinen Beltes bei Aarö. Medd. D. G. F. Bd. 9. København 1936.

Zenkewitsch, L. A., Materialen zur quantitativen Untersuchung der Bodenfauna des Barents und des Weissen Meeres. Berichte des Wiss. Meeresinst. Bd. II, No. 4. Moskva 1927.

——, A quantitative Evaluation of the Bottom Fauna in the Sea Region about the Kanin Peninsula. Berichte des Wiss. Meeresinst. Bd. IV. Lief. 3. Moskva 1930.

Øyen[1], P. A., *Portlandia arctica*, Gray og dens forekomst i vort land under ratiden og indsjøperioden. Christiania Vid.-Selsk. Forh. 1903. No. 11. Christiania 1903.

——, *Tapes decussatus* Lin. og *Tapes*-niveauets geologiske Stilling. Christiania Vid.-Selsk. Forh. 1905. No. 4. Christiania 1905.

——, Profil i jernbaneskjæring øst for Grorud station. Archiv f. Math. og Naturv. Bd. 27, Nr. 11. Kristiania 1906 A.

——, Skjælbanker i Kristianiatrakten. Nyt Mag. for Naturv. Bd. 44, 1906. Christiania 1906 D.

——, Glacialgeologiske studier langs stranden af Kristianiafjordens indre del. Archiv f. Math. og Naturv. Bd. 28. Kristiania 1907 B.

——, Skjælbanke-studier i Kristiania omegn. Nyt Mag. for Naturv. Bd. 45. Kristiania 1907 C.

——, Nye bidrag til bestemmelse af *Pholas*-niveauet. Christiania Vid.-Selsk. Forh. No. 2. Christiania 1907 D.

——, Kvartær-studier i den sydøstlige del af vort land. Vid.-Selsk. Skr. I. Mat.-Nat. Kl. 1908, No. 2. Christiania 1908 C.

——, Nogle bemærkninger om Tronhjemsfeltets kvartærhistorie. Det Kgl. Norske Vid.-Selsk. Skr. No. 5. Trondhjem 1908 D.

——, Hønefoss-skjæringen og de geologiske forhold ved samme. Archiv f. Math. og Naturv. Bd. 29. No. 3. Kristiania 1908 E.

——, *Trivia*-niveauet ved Svelvik. Archiv f. Math. og Naturv. Bd. 30, 1909. Kristiania 1909 A.

——, Kvartærgeologiske streiftog omkring den indre del af Bundefjorden. Archiv f. Math. og Naturv. Bd. 30, 1909. Kristiania 1909 B.

——, Et par nye fund i *Pholas*-niveauet. Nyt Mag. for Naturv. Bd. 47. Kristiania 1909 C.

——, *Portlandia*-niveauet ved Skaadalen station. Christiania Vid.-Selsk. Forh. Nr. 6. Christiania 1909 D.

——, Kvartær-studier i Trondhjemsfeltet I. Det Kgl. Norske Vid. Selsk. Skr. 1909. No. 4. Trondhjem 1910 A.

——, Kvartærgeologisk profil gjennem Jarlsberg fra Tønsberg til Ekern. Christiania Vid.-Selsk. Forh. Nr. 5. Christiania 1910 B.

——, Kvartær-studier i Tronhjemsfeltet II. Det Kgl. Norske Vid. Selsk. Skr. 1910. Trondhjem 1911 B.

——, *Portlandia arctica* Gray from the Ra-Glacial Period near Fredrikshald. Christiania Vid.-Selsk. Forh., Nr. 3. Christiania 1911 D.

——, The Quaternary Section of Kilebu. Vid.-Selsk. Skr. I. Mat.-nat. Klasse, 1912, No. 8. Christiania 1912.

[1] Von den etwa 100 durchgesehenen Schriften Öyens werden nur die im Text näher besprochenen mitaufgenommen; übrige finden sich in einem vollständigen Verzeichnis der Schriften Öyens in N. G. T. Bd. 13 (1934), S. 304 f.

Öyen, P. A., Transitional Quaternary Strata of Bentse, Christiania. Christiania Vid.-Selsk. Forh. 1913, No. 6. Christiania 1913 D.
——, Some Clay Deposits in the South-Eastern Part of Norway. Christiania Vid.-Selsk. Forh. 1913, No. 12. Christiania 1913 E.
——, Kvartær-studier i Trondhjemsfeltet III. Det Kgl. Norske Vid. Selsk. Skr. 1914, No. 6. Trondhjem 1915.
——, Istiden. Naturen. Bergen 1916.
——, Kalktuf i Norge. N. G. T. Bd. 5. Kristiania 1919.
——, Landhævning i historisk tid. Naturen. Bergen 1922.
——, *Uria Arra* Pall. = *Uria Brünnichii* Sab. from the Brick-Works of Aure (Ørskog). N. G. T. Bd. 7. Kristiania 1924 C.
——, Nogle bemerkninger i anledning »Stångenäskraniets skalbank«. G. F. F. Nr. 46. Stockholm 1924 D.
——, En replik (til Rolf Nordhagen). Naturen, Bd. 48. Bergen 1924 E

Tafelerklärung.

Tafel I.

1. *Haplophragmoides canariensis* (d'ORBIGNY). 37 ×. Lok. Nr. 90 Kläppen.
2. *Textularia gramen* d'ORBIGNY. 63,5 ×. Lok. Nr. 43 Prästängen II.
3. *Tolypammina* cf. *vagans* (BRADY) auf Schale von *Saxicava arctica*. 13,5 ×. Lok. Nr. 49 Alemarken.
4. *Miliammina fusca* (BRADY). 37 ×. Lok. Nr. 82 Ulvedalen.
5. *Triloculina tricarinata* d'ORBIGNY. 83,5 ×. Lok. Nr. 88 Klätta I.
6. *Quinqueloculina seminulum* (LINNÉ). 31 ×. Lok. Nr. 14 Vettemyr.
7. » » (»). 42 ×. Lok. Nr. 3 Mörk.
8. » » (») var. 31 ×. Lok. Nr. 14 Vettemyr.
9. » *intricata* TERQUEM var. 70 ×. Lok. Nr. 43 Prästängen II.
10. » *bicornis* (WALKER et JACOB). 70 ×. Lok. Nr. 43 Prästängen II.
11. » *ferussacii* d'ORBIGNY var. 70 ×. Lok. Nr. 43 Prästängen II.
12. *Cornuspiroides foliaceum* (PHILIPPI). 63 ×. Lok. Nr. 90 Kläppen.
13. *Spiroloculina planulata* (LAMARCK). 31 ×. Lok. Nr. 6 Lunneviken.

Tafel II.

14. *Pyrgo comata* (BRADY). 31 ×. Lok. Nr. 88 Klätta I.
15. » *elongata* (d'ORBIGNY) var. 37 ×. Lok. Nr. 6 Lunneviken.
16. *Robulus thalmanni* n. sp. 31 ×. Lok. Nr. 88 Klätta I.
17. *Dentalina* sp. (»*communis*« d'ORBIGNY). 31 ×. Lok. Nr. 43 Prästängen II.
18. *Lagena laevis* (MONTAGU). 63,5 ×. Lok. Nr. 88 Klätta I.
19. » » (»). 83,5 ×. » » 88 » I.
20. » *striata* (d'ORBIGNY) cf. var. *substriata* (WILLIAMSON). 83,5 ×. Lok. Nr. 24 Hälle I (B) (*Portlandia arctica*-Ton).
21. *Lagena semilineata* WRIGHT. 63,5. Lok. Nr. 88 Klätta I.
22. » *gracilis* WILLIAMSON var. 83,5 ×. Lok. Nr. 88 Klätta I.
23. » *apiculata* (REUSS). 83,5 ×. Lok. Nr. 114 Nockerevattnet.
24. » » (»). 63,5 ×. » » 114 » .
25. » *globosa* (MONTAGU). 63,5 ×. Lok. Nr. 82 Ulvedalen.
26. » » (»). 83,5 ×. » » 82 » .
27. » *tricarinata* REUSS. 83,5 ×. Lok. Nr. 88 Klätta I.
28. » *elongata* (EHRENBERG) var. *distoma* PARKER et JONES. 83,5 ×. Lok. Nr. 88 Klätta I.
29. *Lagena elegantissima* (BORNEMAN) var. 63,5 ×. Lok. Nr. 149 Liane.
30. » *sulcata* (WALKER et JACOB). 83,5 ×. Lok. Nr. 82 Ulvedalen.
31. » *vikensis* n. sp. 83,5 ×. Lok. Nr. 88 Klätta I.
32. » *squamosa* (MONTAGU). 63,5 ×. Lok. Nr. 88 Klätta I.
33. » » (»). 63,5 ×. » » 149 Liane.

Tafel III.

34. *Lagena hexagona* (WILLIAMSON). 83,5 ×. Lok. Nr. 88 Klätta I.
35. *Polymorphina* cf. *compressa* d'ORBIGNY. 63,5 ×. Lok. Nr. 114 Nockerevattnet.

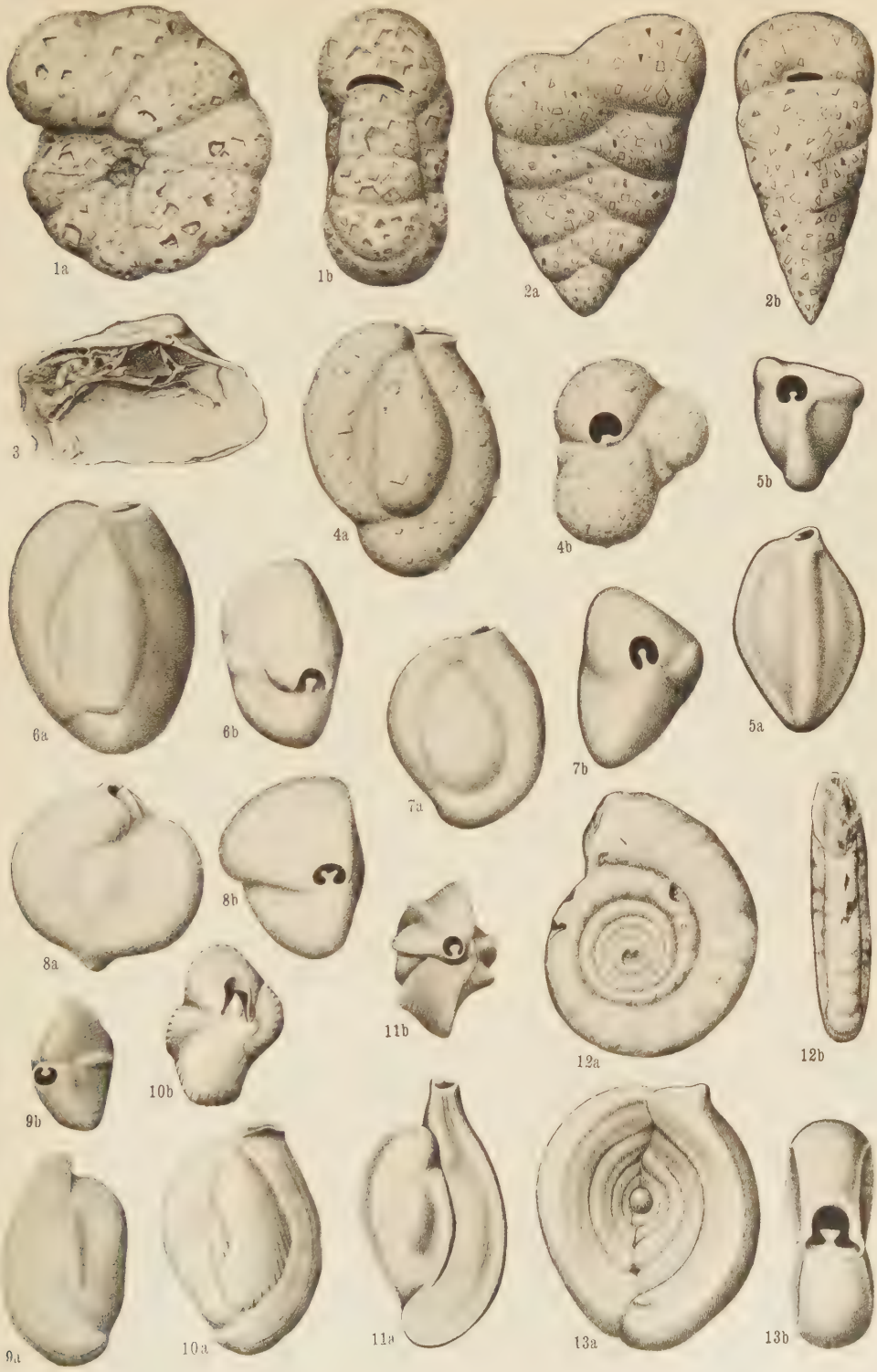
36. *Nonionella turgida* (WILLIAMSON). 83,5 ×. Lok. Nr. 149 Liane.
37. *Nonion labradoricum* (DAWSON). 63,5 ×. Lok. Nr. 88 Klätta I.
38. » *pompilioides* (FICHTEL et MOLL). 63,5 ×. Lok. Nr. 6 Lunneviken.
39. » *germanicum* (EHRENBERG). 63,5 ×. Lok. Nr. 131 Klingseröd II (A).
40. *Elphidium macellum* (FICHTEL et MOLL). 63,5 ×. Lok. Nr. 6 Lunneviken.
41. » *excavatum* (TERQUEM). 63,5 ×. Lok. Nr. 3 Mörk.
42. » *incertum* (WILLIAMSON). 31 ×. Lok. Nr. 47 Bräcka.
43. » » (») var. *clavatum* CUSHMAN. 83,5 ×. Lok. Nr. 44 Valbacken I.

Tafel IV.

44. *Elphidiella arctica* (PARKER et JONES). 42 ×. Lok. Nr. 90 Kläppen.
45. » » (» » »). 31 ×. » » 90 » .
46. *Bolivina* cf. *punctata* d'ORBIGNY. 83,5 ×. Lok. Nr. 24 Hälle I (B). (*Portlandia arctica*-Ton).
47. *Bolivina* cf. *ellipsoides* COSTA. 83,5 ×. Lok. Nr. 88 Klätta I.
48. *Virgulina davisi* CHAPMAN und PARR. 83,5 ×. Lok. Nr. 88 Klätta I.
49. *Acervulina inhaerens* SCHULTZE. 21 ×. Lok. Nr. 6 Lunneviken.
50. *Cassidulina crassa* d'ORBIGNY. 83,5 ×. Lok. Nr. 47 Bräcka.
51. *Rotalia beccarii* (LINNÉ). 63,5 ×. Lok. Nr. 66 Hedängen.
52. *Planorbulina mediterranensis* d'ORBIGNY. 63,5 ×. Lok. Nr. 43 Prästängen II.
53. *Cibicides lobatula* (WALKER et JACOB). 42 ×. Lok. Nr. 44 Valbacken I.
54. » *pseudoungeriana* CUSHMAN. 31 ×. Lok. Nr. 1 Sundsvik (B).

Berichtigung.

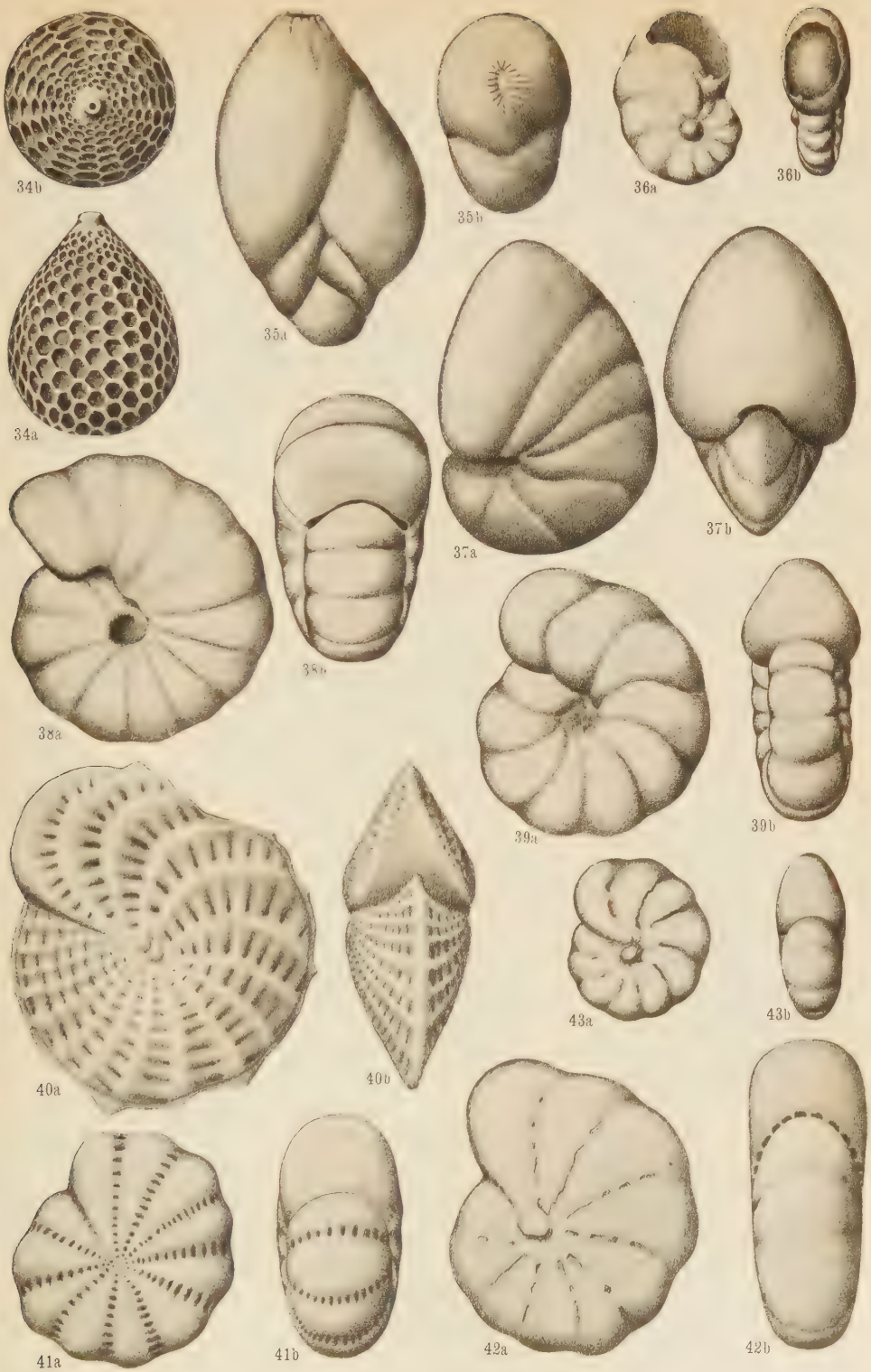
Unterschrift zu Fig. 38: *Mya arenaria*, lies *Lutraria elliptica*.


1a
1b
2a
2b
3
4a
4b
5b
6a
6b
7a
7b
5a
8a
8b
11b
12a
12b
9b
10b
9a
10a
11a
13a
13b

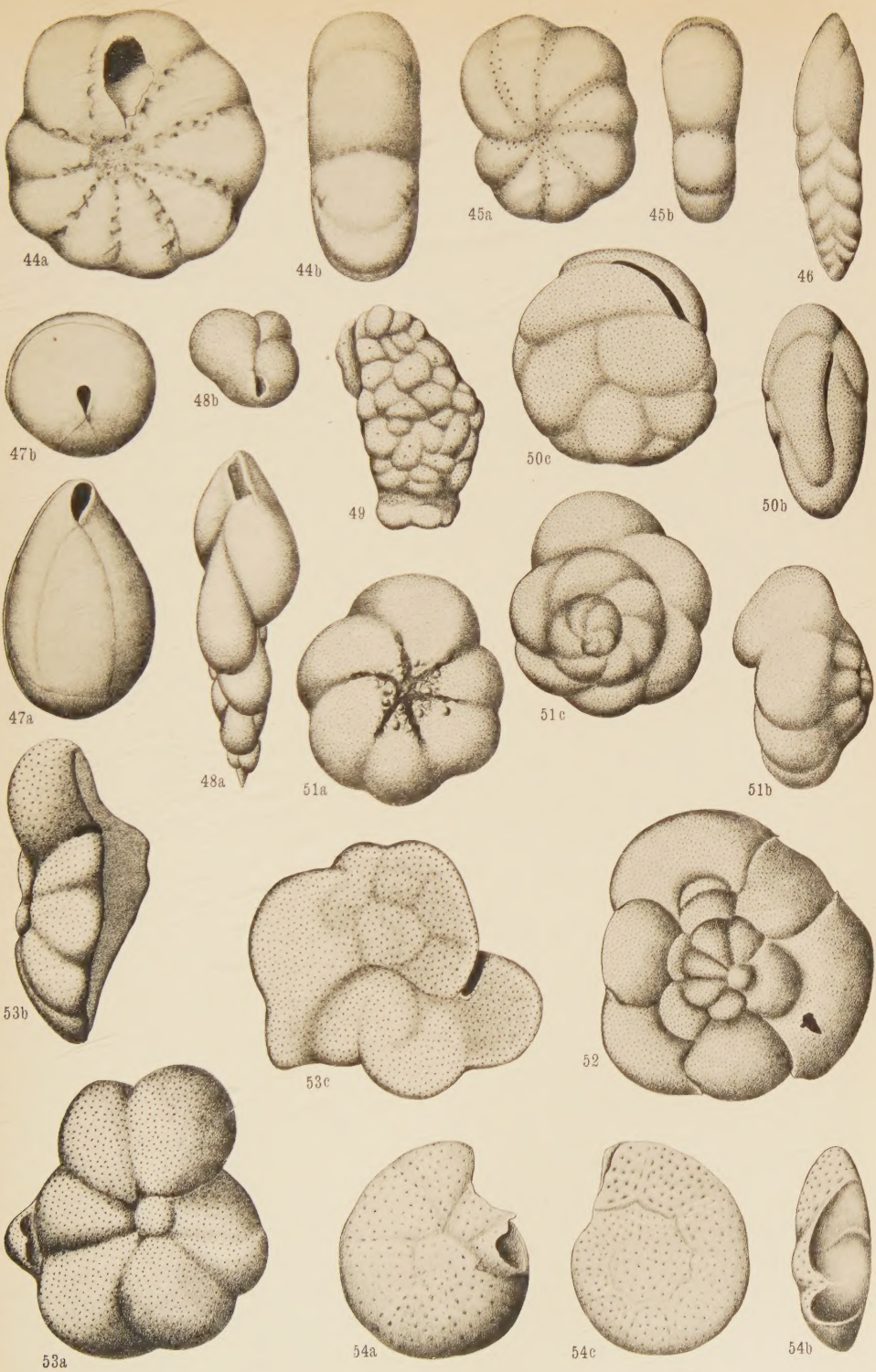
E. STÅHL del.

14b
15b
16a
16b
17b
14a
15a
21
22
23b
23a
17a
18b
19b
20b
25b
27b
24b
18a
19a
20a
25a
27a
24a
28
26a
26b
29b
30b
31b
32b
33b
29a
30a
31a
32a
33a

E. STÅHL del.


34b
35a
35b
36a
36b
34a
37a
37b
38a
39a
39b
40a
40b
43a
43b
41a
41b
42a
42b

E. STÅHL del.


44a
44b
45a
45b
46
47b
48b
49
50c
50b
47a
48a
51a
51c
51b
53b
53c
52
53a
54a
54c
54b

E. STÅHL del.